



Histoire thermochronologique et variations morphologiques en Himalaya du nord-ouest

Jérémy van Melle

► To cite this version:

Jérémy van Melle. Histoire thermochronologique et variations morphologiques en Himalaya du nord-ouest. Sciences de la Terre. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2008. Français. NNT: . tel-00358121

HAL Id: tel-00358121

<https://theses.hal.science/tel-00358121>

Submitted on 2 Feb 2009

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Université Joseph Fourier — Grenoble

Histoire thermochronologique et variations morphologiques en Himalaya du nord-ouest

Thèse de Doctorat

Jérémie Van Melle



Soutenue publiquement le 01 décembre 2008 devant le jury composé de :

Yves Gaudemer
Joseph Martinod
Stéphane Guillot
Gweltaz Mahéo
Arnaud Pêcher
Peter van der Beek

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Directeur
Directeur

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines
UMR 5025 – Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble

A Mila,
j'espère qu'un jour
tu comprendras pourquoi
ton père à été si absent pendant
la première année de ton existence.

A Mathilde,
tu m'as supporté
pendant ces trois années
et grâce à toi je n'ai
pas perdu pied.

A Henriette,
si je suis géologue
aujourd'hui, c'est un peu à cause de toi.

Remerciements

Tout d'abord, je veux remercier en tout premier lieu les deux personnes qui partagent ma vie au quotidien. Mathilde, ma petite femme, tu as toujours accepté mes choix même si parfois ils n'ont pas été faciles à vivre au quotidien pour toi. Mes absences physiques (lors des missions au Pakistan ou ailleurs) ou mentales (lors de l'écriture de ce bout de papier) ce sont avérées pesantes, surtout depuis l'arrivée de Mila, cependant tu as toujours fait preuve de beaucoup d'attention à mon égard et tu m'a permis d'aller jusqu'au bout de mes envies. Merci beaucoup! Mila, petit bout de bonheur, qui est entrée dans notre vie le 9 octobre 2007, tu fais de moi le plus heureux des pères et même si parfois tu me fais payer mes absences tu me pousse vers l'avant.

Chers parents, vous m'avez vu partir à Grenoble avec Mathilde pour mes études il y a 7 ans, après une première année à Dijon. Depuis j'ai fait mon petit bonhomme de chemin en ne sachant pas toujours où cela allait me mener. Aujourd'hui je suis docteur et sans vous pour m'épauler tout ce chemin aurait été dur. Merci de m'avoir fait confiance.

Henriette, tu m'as fait découvrir cette science naturelle qu'est la géologie depuis le DEUG STU (Science de la Terre et de l'Univers). Malgré ta disparition prématurée lors de ma première année de thèse, grâce à ton optimisme, ta joie de vivre et ton modèle de conscience professionnelle, je crois que tu restes à notre esprit (étudiants, collègues et amis) un moteur pour avancer. Merci pour tout.

Arnaud, Peter, merci de m'avoir permis de vivre cette expérience avec vous. Au départ mes connaissances n'étaient pourtant pas bien grandes dans les domaines que j'ai développés ces trois dernières années. Vous avez su m'enseigner les outils nécessaires à la conduite de ce projet et qui me permettront de poursuivre ma carrière professionnelle. J'ai pris beaucoup de plaisir à travailler et découvrir le plateau de Deosai et le Pakistan avec vous. Merci également à vous de m'avoir fait confiance. Stéphane, merci de m'avoir fait découvrir les trésors de Stak et merci pour ton implication dans notre travail et les discussions au laboratoire qui sont animées par tes remarques et nous permettent d'avancer.

Merci au Jury, composé de messieurs Yves Gaudemer, Joseph Martrinod et Gweltaz Mahéo, en plus de Peter, Arnaud et Stéphane, d'avoir bien voulu évaluer ce travail.

Cette thèse est le fruit d'une collaboration Franco-pakistanaise de longue date entre le LGCA et le Geological Survey of Pakistan (GSP). C'est grâce à cette très bonne entente que nous avons pu évoluer librement sur le terrain au Pakistan. En effet, grâce aux moyens humains et matériels que le GSP a mis à notre disposition les missions de terrain ont été grandement facilitées. Je tiens tout particulièrement à remercier Mr Mohammad Latif qui m'a fait découvrir une partie de son pays et de sa culture et avec qui j'ai passé la plus grande partie de mon temps sur le terrain et à Islamabad.

Merci également au personnel de l'ambassade de France au Pakistan et tout particulièrement à Sonia Darracq pour son accueil chez elle à Islamabad et tout le travail qu'elle a effectué pour l'obtention de nos visas.

Merci à l'équipe du HeDWaAz (Workshop He à Tucson en 2007) : Peter Reinners, Stefan Nicolescu et Stuart Thomson. Merci d'avoir partagé et de partager encore notre réflexion et de nous aider dans les domaines que nous ne maîtrisons pas complètement et qui sont ceux de vos compétences. Un bel exemple d'une collaboration scientifique réussie.

Enfin, un grand merci à tous ceux qui ont partagé ma vie professionnelle pendant ces trois années et qui l'ont rendu facile, je pense notamment à nos secrétaires qui font un boulot formidable (Claudie et Claudine) et tout le personnel technique du labo (François – monsieur minéraux –, Rodolphe, Francis et les autres...). Mais aussi, un GRAND MERCI à tous mes amis et collègues que je ne pourrais pas tous citer ici, en vrac : Thomas (coco-bureau il fallait me supporter mais surtout le supporter), Marion (mon staf orthographe perso avec Mathilde sans qui de nombreuses fautes ne seraient pas corrigées et de toutes façons elle est toujours là pour aider les autres), Benoît (la montagne ça vous gagne, et dire que tu voulais pas grimper), Shasa (n'arrêtes pas de rire, ce n'est que du bonheur), Romain (notre petit Gordo, finis la pause clope et pourtant elle était bonne avec toi), Andrea (la petite maman), Seb (un petit vélo dans la tête), Vincou, Tomtom, Georges (la mémoire vivante des roches), Manu, Jéré (au pas les étudiants, instructeur terrain), Antoine (caustique), Bardhyl, Matthias, Tibo, Clément, Xavier, Anne (je te squat un peu ton bureau), Totoro (roi Pecube sceptique, merci pour les inversions), François et tous les autres...

MERCI !!!

Résumé

Histoire thermochronologique et variations morphologiques en Himalaya du nord-ouest

Mots clés : Himalaya, thermochronologie, géomorphologie, exhumation, érosion, plateau de Deosai, nord Pakistan.

La chaîne de l'Himalaya, longue de près de 2500 km, résulte de la collision des continents indien et asiatique qui a été initiée il y a 55 Ma. Depuis cette collision initiale, la morphologie des paysages au niveau de l'ensemble Himalaya/Tibet n'a pas cessé d'évoluer, façonnée par la tectonique et l'érosion. A son extrémité nord-ouest, la chaîne de l'Himalaya montre une mosaïque de reliefs contrastés. Des zones aux reliefs vigoureux enchâssent des régions caractérisées par un relief faible mais à haute altitude. Le meilleur exemple en est sans doute le Plateau de Deosai. Situé à ~4000 m d'altitude moyenne sur les terrains de l'Arc Kohistan/Ladakh, il est entouré de massifs aux reliefs très incisés, tels que la chaîne du Karakorum au nord-est et le Massif du Nanga Parbat à l'ouest. Ces massifs regroupent à eux deux 6 des 14 sommets de plus de 8000 m au monde.

Cette étude présente une analyse couplée morphologique et thermochronologique de l'Himalaya du nord-ouest, appuyée sur deux campagnes de terrain sur et autour du Plateau de Deosai. Cette approche pluridisciplinaire nous a permis : (1) de préciser les caractéristiques morphologiques de l'Himalaya du nord-ouest et (2) d'éclairer l'histoire de la formation et de l'exhumation des régions de faible relief à haute altitude jusqu'alors peu étudiées dans ce contexte.

Les analyses morphologiques, à l'échelle du nord-ouest Himalaya, montrent que plusieurs zones de faible relief à haute altitude existent à l'ouest de la Faille du Karakorum, de part et d'autre de la suture Indus-Tsangpo. Les travaux de thermochronologie permettent de proposer les premiers âges thermochronologiques de basse température (AFT, et (U-Th)/He sur apatite et zircon) de cette partie de l'Arc Kohistan/Ladakh. Ils suggèrent, grâce à la modélisation d'histoires thermiques et leur comparaison avec les données de la littérature, que les surfaces de faible relief à haute altitude se sont formées depuis 30 à 40 millions d'années. Ces dernières ont, depuis ce stade, évolué lentement, à la faveur de vitesse d'exhumation faible (~200 m.Ma⁻¹), au contraire des massifs incisés dont l'exhumation est rapide (plusieurs km.Ma⁻¹ pour le Nanga Parbat depuis ~10 Ma). L'étude morphologique des profils des rivières drainant le Plateau de Deosai et la modélisation thermocinématique de l'évolution de sa bordure nord, nous permettent de montrer que l'érosion est localisée dans les grandes vallées et peu efficace à l'intérieur du plateau. L'histoire d'exhumation et les caractéristiques morphologiques des régions de faible relief à haute altitude très proches de celles de l'ouest Tibétain, suggèrent qu'à l'Éocène ils ne formaient qu'un seul ensemble. Les régions de faible relief à l'ouest de la Faille du Karakorum ont petit à petit été individualisées à la faveur d'une érosion localisée dans les grandes vallées et dirigée par les grands accidents tectoniques.

Abstract

Thermochronologic history and morphological variations in the north-west Himalaya

Keywords: Himalaya, thermochronology, geomorphology, exhumation, erosion, Deosai plateau, northern Pakistan.

The Himalayan orogen, with a length of close to 2500 km, is the result of the collision of the Indian and Eurasian continents, which initiated 55 My ago. Since the onset of collision, the morphology of the Himalaya/Tibet region has not ceased to evolve, controlled by tectonics and erosion. At its north-western extremity, the Himalayan belt shows strongly contrasting relief, with regions of very high relief encircling areas characterised by high elevation and low relief. The best example of the latter areas is without doubt the Deosai Plateau. Located at ~4000 m mean elevation on Kohistan/Ladakh Arc terrains, it is surrounded by strongly incised massifs such as the Karakorum and the Nanga Parbat. These two massifs contain 6 of the 14 summits with an altitude higher than 8000 m in the world.

This study presents a morphological analysis coupled with a thermochronological study of the north-west Himalaya, based on two fieldwork campaigns on and around the Deosai Plateau. This multi-method approach allows us to: (1) precise the morphological characteristics of the north-western Himalayan region and (2) highlight the formation and exhumation history of the low-relief, high-elevation areas, which have been little investigated in this context.

Morphological analyses on the scale of the entire north-west Himalaya show that several zones of low relief at high elevation exist west of the Karakorum Fault, both north and south of the Indus-Tsangpo Suture Zone. The thermochronologic study allows us to present the first low-temperature thermochronology data (AFT and (U-Th)/He on apatite and zircon) from this part of the Kohistan/Ladakh Arc. Thermal history modelling using these data and their comparison with published data, suggest that the low-relief, high-elevation surfaces have formed since 30-40 Ma. Since this time, these surface evolved slowly, due to very low exhumation rates (~200 m.My⁻¹), unlike the surrounding strongly incised massifs characterised by extremely high exhumation rates (several km.My⁻¹ for the Nanga Parbat since ~10 Ma). A morphological study of the rivers draining the Deosai Plateau, together with thermokinematic modelling of the evolution of its northern border, show that erosion is localised within the major valleys and is not very efficient within the plateau. The exhumation histories and morphological characteristics of the low-relief, high-elevation regions are very similar to those from the western Tibetan Plateau, suggesting that in Eocene time they formed a single block. The high-elevation, low-relief areas to the west of the Karakorum Fault were individualized by localized erosion in the main river valleys, guided by the major tectonic structures.

Table des Matières

Chapitre I : Introduction.....	1
Chapitre II : Contexte général et construction du nord-ouest Himalaya	11
1. De la dérive d'un sous-continent à la collision Inde/Asie.....	13
2. Les grandes entités géologiques et tectoniques de l'ensemble Himalaya/Tibet ..	16
2.1. Au sud de l'Asie centrale : le Tibet	16
2.2. L'Himalaya du nord-ouest.....	19
2.3. Au Ladakh Pakistanais : le plateau de Deosai.....	25
Chapitre III : Méthodologie	29
1. Morphologie	31
1.1. Distribution des altitudes et des pentes.....	32
1.1.1. Les altitudes.....	33
1.1.2. Les pentes	34
1.2. Caractérisation de la morphologie de plateau	35
1.3. Le problème des glaciers.....	36
1.4. Étude morphologique des rivières	37
2. Thermochronologie de basse Température	40
2.1. Géochronologie et Thermochronologie.....	40
2.1.1. Définitions.....	40
2.1.2. Un peu d'histoire	42
2.2. Datation par Traces de Fission sur Apatite	43
2.2.1. Principe fondamental et équation d'âge.....	43
2.2.2. Notions de recuit	48
2.2.3. Protocole analytique	50

2.3. (U-Th)/He sur Apatite et Zircon	51
2.3.1. Principe fondamental.....	51
2.3.2. Protocole analytique	55
3. Modélisations	57
3.1. Modélisation de l'histoire thermique	58
3.2. Modélisation thermo-cinématique	60
Chapitre IV : Exhumation et évolution morphologique dans le nord-ouest de l'Himalaya (état de l'art).....	65
1. Une exhumation contrastée.....	67
1.1. Massif du Nanga Parbat et Haramosh.....	70
1.2. La chaîne du Karakorum	73
1.3. L'arc Kohistan/Ladakh	74
1.4. Le massif du Tso Morari.....	76
2. La diversité morphologique du nord-ouest Himalaya	79
3. Conclusion	84
Chapitre V : Dénudation et évolution morphologique du plateau de Deosai ...	85
Partie 1 : Résultats des études morphologique et thermochronologique	87
1. Apport de l'étude morphologique	87
1.1. Identification des zones de « plateau »	87
1.2. L'Himalaya du nord-ouest en détail	90
1.2.1. Étude de la distribution des pentes	90
1.2.2. Étude de la distribution des altitudes	93
1.2.3. Étude géomorphologique des rivières drainant le plateau de Deosai	95
2. Apport de l'étude thermochronologique de basse température.....	101
2.1. Echantillonnage.....	101
2.2. Résultats	102
Partie 2 : Deosai, une partie préservée du plateau tibétain Éocène en Himalaya du nord-ouest ?	113
1. Modélisation de l'histoire thermique du plateau de Deosai.	113
2. Discussion	117

Partie 3 : Erosion de la bordure nord du plateau de Deosai	123
3. Modélisation de l'histoire thermique de la vallée de l'Indus	123
4. Modélisation thermo-cinématique	126
4.1. Choix de la zone de modélisation	126
4.2. Modélisation et inversion	127
5. Discussion	138
 Chapitre VI : Conclusions	 145
 Bibliographie	 153
 Annexes.....	 171

Chapitre I : Introduction



Haut de la vallée de Rama sur le flanc est du massif du Nanga Parbat.



Le plateau de Deosai. Vue vers le sud.

Par le jeu de la tectonique des plaques et de l'érosion, la surface de la Terre est en constante évolution. Sans cesse, sa morphologie change, notamment par le biais de la construction et de la destruction des montagnes se faisant simultanément. Où que ce soit dans le monde, la plupart du temps, nous observons des reliefs en constante évolution, initiés il y a plusieurs dizaines de millions d'années. Ce contexte rend l'étude de l'origine, de la croissance et de l'évolution des montagnes difficile. En effet, il faut pouvoir remonter le temps géologique dont l'échelle dépasse de beaucoup celle de la vie humaine. C'est grâce à l'observation de ces reliefs, en étudiant les roches qui les composent et en appliquant un principe établi par James Hutton et Charles Lyell, selon lequel l'observation des mouvements actuels de la surface de la Terre nous renseigne sur son évolution depuis plus de quatre milliards d'années, que nous pourrions comprendre la façon dont ils se sont formés.

Ainsi pour ce travail, nous nous sommes intéressés à une partie des reliefs qui composent les paysages du sud de l'Asie centrale. Dans cette partie du monde, la Terre a formée les reliefs les plus hauts du globe (les 14 sommets de plus de 8000 m) constitués d'un ensemble de crêtes et de vallées d'un peu moins d'un million de kilomètres carrés à une altitude moyenne dépassant 4000 m. A l'origine, le choc des continents indien et eurasiatique encore actif et animé de soubresauts sismiques tels que les séismes de Sumatra (décembre 2004) et du Pakistan (octobre 2005). L'Himalaya, immense chaîne de montagne, forme un arc de plus de 2500 km s'étendant des confins de l'Hindu Kush en Afghanistan dans sa partie occidentale, jusqu'à la partie la plus orientale de l'Inde (Arunachal-Pradesh) à l'est. Ainsi dans la partie nord-ouest, elle est constituée du massif du Nanga Parbat/Haramosh, auquel viennent s'ajouter l'arc Kohistan/Ladakh et la chaîne du Karakorum. Au nord et à l'ouest les reliefs continuent par ceux de l'Hindu Kush et du Pamir. A son extrémité est, elle n'est en revanche composée que du massif du Namche Barwa.

Au nord de la chaîne himalayenne, il est possible de parcourir 2500 km d'est en ouest et 1000 km du nord au sud sans descendre en dessous de 4000 m d'altitude. Le plateau du Tibet constitue une immense surface dont l'altitude moyenne avoisine les 5000 mètres. Il est séparé du bassin du Tarim, recouvert du désert de Takla Maklan, par les grandes chaînes du Kunlun et de l'Altyn Shan, qui s'étendent d'ouest en est sur toute sa bordure septentrionale, le long des failles de Karakax et de l'Altyn Tagh (Figure 1 A). A l'ouest, il est limité par la faille du Karakorum et les reliefs de la chaîne du même nom. Enfin au sud, limité morphologiquement par la chaîne de l'Himalaya, au sens géologique, il s'arrête au niveau de la zone de suture

d'Indus-Tsangpo marquant la limite entre les continents indien et asiatique (Figure 1 A et B).

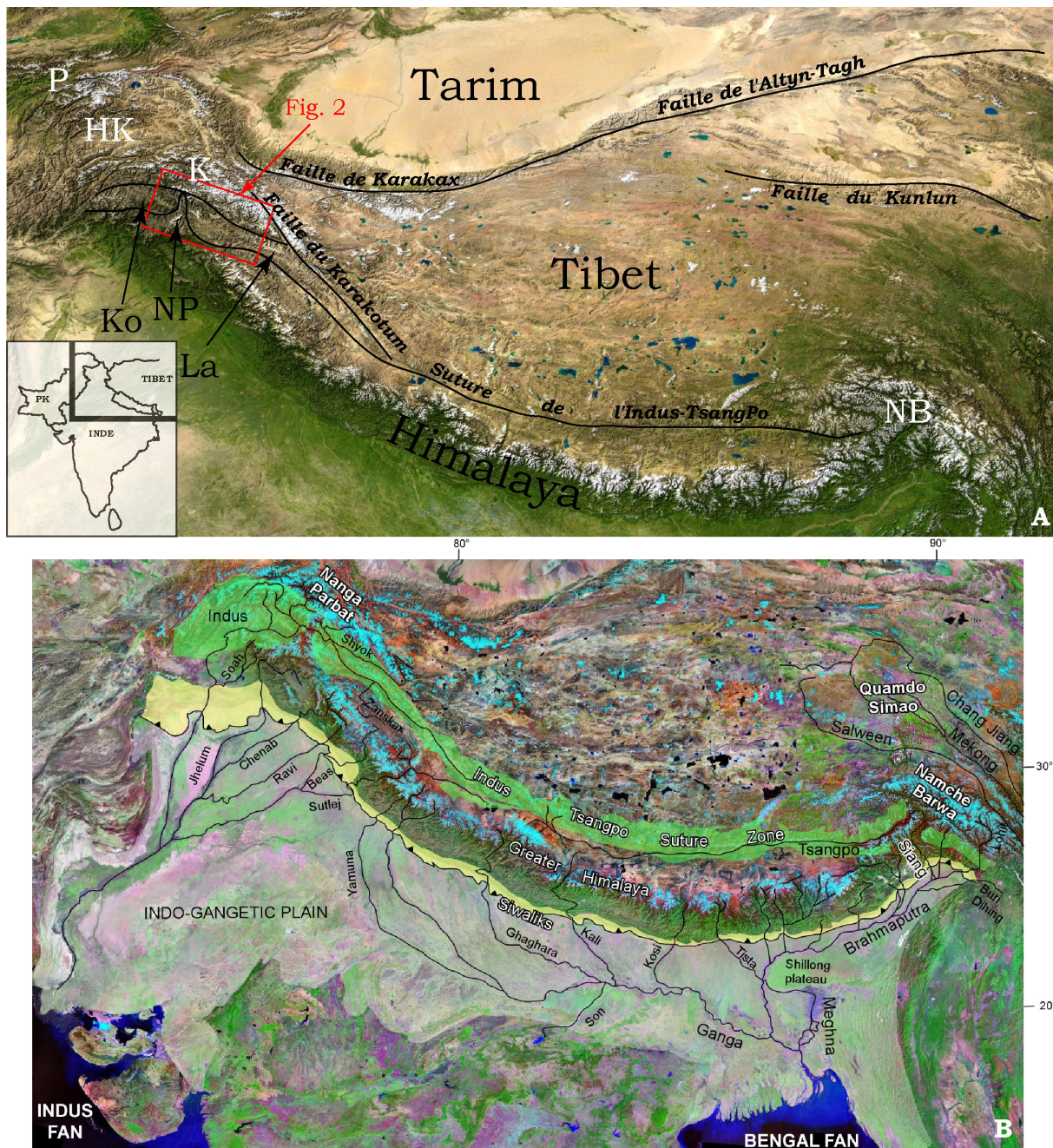


Figure 1 : Deux représentations différentes de l'ensemble Himalaya/Tibet. A) Carte sur fond de mosaïque d'images satellites (Visible Earth, NASA) où figurent les limites (en traits noirs) des différentes entités géographiques. Abréviations : HK, Hindu Kush ; K, Karakorum ; Ko, Kohistan ; La, Ladakh ; NB, Namche Barwa ; NP, Nanga Parbat ; P, Pamir.

B) Carte centrée sur l'Himalaya dont le fond est composé d'images Landsat ETM. Les principaux cours d'eau drainant la chaîne sont représentés en noir ainsi que les unités géologiques les plus remarquables qu'ils traversent. En vert, la zone de suture d'Indus Tsangpo et le

Transhimlayan Batholith ; jaune, les Siwaliks ; en blanc, la plaine indo-gangétique. D'après Guillot et Charlet (2007).

Parsemé de lacs, le plateau tibétain ne présente pas un réseau de drainage bien organisé. A l'inverse, comme indiqué par la Figure 1 B, la chaîne de l'Himalaya est caractérisée par un important réseau fluvial drainant principalement sa partie sud. Ce réseau transporte les produits de l'érosion de la chaîne à travers la grande plaine Indo-Gangétique, jusque dans le golfe du Bengale à l'est et dans la mer d'Oman à l'ouest. Dans sa partie nord, la chaîne de l'Himalaya est drainée par deux grandes rivières : l'Indus et le Tsangpo. Ces dernières prennent toutes les deux leur source au centre de la chaîne, au pied du Mont Kailas (6714 m). Elles coulent dans des sens opposés le long de la zone de suture portant leurs noms et ce jusqu'aux extrémités est et ouest de la chaîne. Ainsi, dans la partie est, le Tsangpo traverse la chaîne au niveau du Namche Barwa et rejoint le réseau fluvial du Gange au sud. Dans la partie nord-ouest, l'Indus rejoint la Shyok au nord de l'arc Kohistan/Ladakh, au Pakistan, puis traverse le massif du Nanga Parbat/Haramosh avant de tourner vers le sud et traverser le reste de la chaîne pour rejoindre la plaine du sud du Pakistan.

Au extrémités de la chaîne de l'Himalaya, l'Indus et le Tsangpo, ainsi que leurs affluents, sont responsables d'une incision très forte des massifs montagneux qu'ils traversent (Burbank et al., 1996 ; Zeitler et al., 2001a ; Zeitler et al., 2001b ; Finnegan et al., 2008). Néanmoins, dans la partie nord-ouest de l'Himalaya, on observe une mosaïque de reliefs variés. Plus particulièrement dans le nord du Pakistan, la vallée de l'Indus, relativement étroite à la traversée du massif du Nanga Parbat/Haramosh (Figure 2 A), s'élargit à certains endroits comme à la confluence avec la Gilgit ou au niveau de la plaine de Skardu (Figure 2 B et C). Au nord de cette plaine, et au-delà de la vallée de la Shigar, s'étendent les reliefs accidentés de la chaîne du Karakorum (Figure 2 D, E et F), tandis qu'au sud se trouve une grande zone de relief faible. Le plateau de Deosai (Figure 2 G) apparaît comme une anomalie dans cette syntaxe de chaîne de montagne au relief fortement incisé et aux sommets très élevés.

Ainsi, après plusieurs années d'investigation sur le terrain dans cette région, au travers de différents travaux, les géologues du LGCA et Arnaud Pêcher en particulier ont commencé à s'intéresser à cet objet et son contexte. En effet, les études principales de cette zone, traitaient jusqu'alors essentiellement des massifs fortement incisés du Nanga Parbat et du Karakorum (Foster et al., 1994 ; Schneider et al., 2001 ; Zeitler et al., 2001a ; Mahéo et al., 2004b).

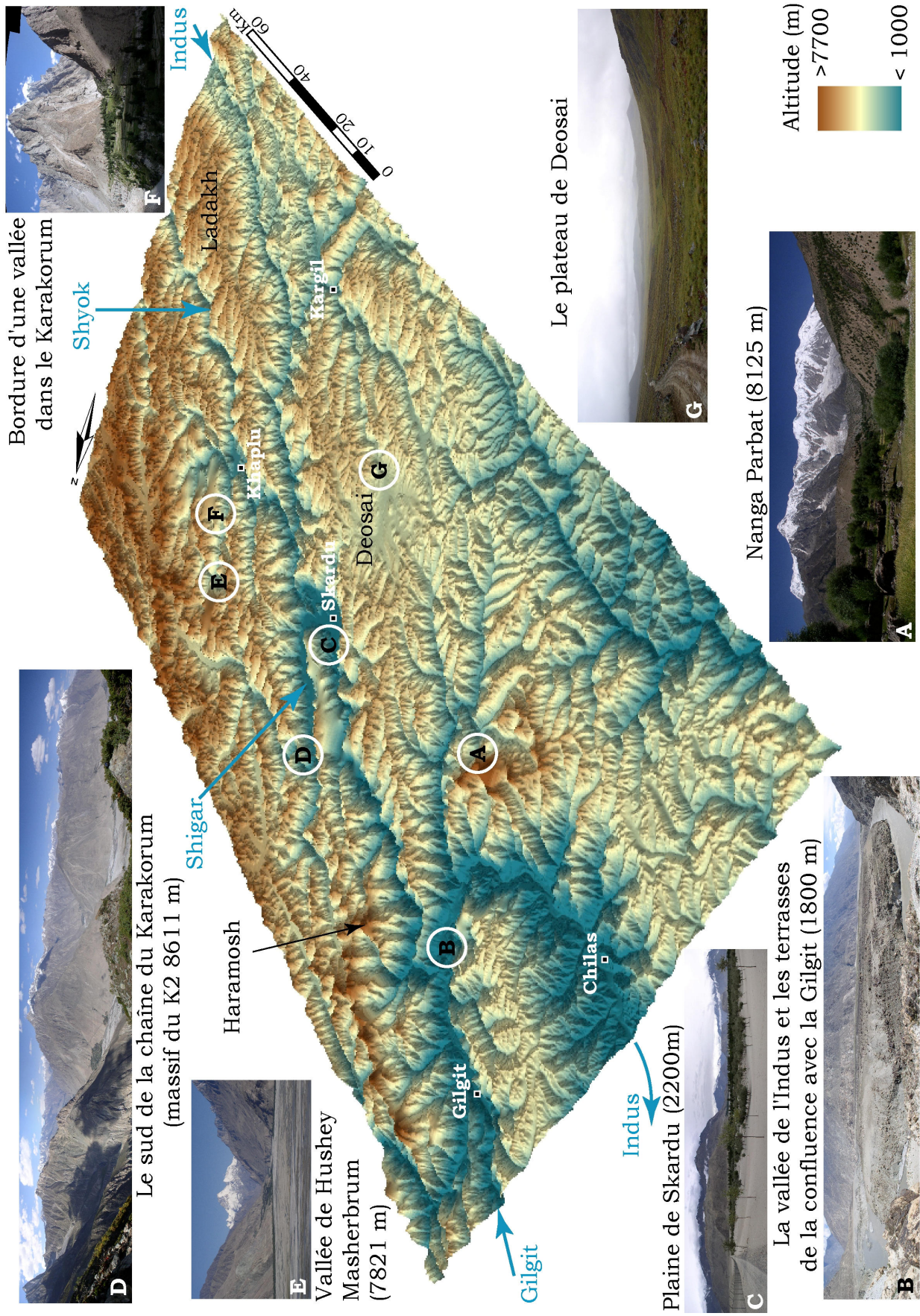


Figure 2 : Vue en trois dimension du nord-ouest de l'Himalaya centrée sur le plateau de Deosai. La topographie est représentée grâce à un ombrage ainsi qu'une échelle de couleur du bleu au marron des basses altitudes vers les plus hautes. Les lettre A à G indique l'emplacement approximatif des prises de vue que le lecteur pourra trouver en plus grand format Annexe 7 avec de plus amples explications.

Ceux-ci retiennent encore toute l'attention des géologues à cause des processus d'interaction entre la tectonique et l'érosion qu'ils permettent de mettre en avant grâce à leur étude (Burbank et al., 1996 ; Zeitler et al., 2001b ; Koons et al., 2002 ; Finnegan et al., 2008).

Ainsi, avant cette thèse, peu d'étude s'étaient focalisées sur la zone de faible relief que constitue le plateau de Deosai, pourtant très proche du massif du Nanga Parbat. Seuls quelques cartes géologiques des pakistanais (inconnues internationalement), les travaux de reconnaissance de Wadia (1937) et l'étude morphologique de Brozovic et al. (1997) en font état. De plus, tandis que la plupart de ces morphologies, à l'instar du plateau du Tibet, semblent systématiquement situées dans des zones très sèches, le plateau de Deosai est caractérisé par des précipitations modérées de l'ordre de 0.5 à 1 m.a⁻¹ (Bookhagen et Burbank, 2006). Le plateau du Tibet étant très étudié, il est donc intéressant, d'un point de vue de la morphologie et de la dynamique à long terme de ce type de reliefs, de préciser les modalités de l'évolution d'autres régions de plateau plus petites et situées dans des contextes géologiques, tectoniques et mêmes climatiques différents.

Afin d'appréhender les derniers stades d'exhumation du plateau de Deosai, de ces bordures et de la vallée de l'Indus qui le limite au nord, nous avons constitué une base de données thermochronologiques de basse température multi-méthodes (traces de fission sur apatite, (U-Th)/He sur zircon et apatite). Cette étape a donc nécessité le prélèvement d'échantillons sur le terrain durant deux campagnes (2005 et 2006) menées en collaborations avec les géologues pakistanais du Geological Survey of Pakistan. Ces campagnes ont fait l'objet d'autres travaux de recherche que ceux de cette thèse, dans une thématique plus large tels que :

- ∞ La poursuite des mesures structurales débutée il y a vingt ans, afin de préciser les paléocontraintes dans la région du Nanga Parbat (Pêcher et al., 2008) et plus généralement du nord Pakistan
- ∞ Des mesures de géopositionnement fin par station GPS (Global Positioning System) et fracturation récente, dans le but de décrire les mouvements actuels des différents blocs et la tectonique active du nord Pakis-

tan (ANR Paksis : Déformations active du nord Pakistan, risques sismiques et gravitaires, piloté par François Jouanne).

Les autres travaux en laboratoire lié à cette thèse ont consisté en l'étude détaillée de la morphologie du plateau de Deosai et de celle des reliefs qui l'entourent, grâce au traitement de base de données géoréférencées tels que les modèles numériques de terrain et les images satellites Landsat. Enfin, au travers de la modélisation d'histoires thermiques et d'évolution morphologique du plateau de Deosai nous avons cherché à comprendre sa formation et son évolution. Ainsi, grâce à cette étude, nous sommes en mesure de proposer un modèle d'évolution de la morphologie à long terme de l'ensemble du nord-ouest de l'Himalaya. Cette thèse a donc couvert une thématique s'attachant à combiner l'étude de processus globaux et localisés, de surface et plus ou moins profonds, visant à préciser la dynamique globale du nord-ouest de l'Himalaya.

Cette introduction sera suivie de cinq chapitres résumés brièvement ci-dessous :

Le **chapitre II** présente le contexte général, géologique et géodynamique du nord-ouest de l'Himalaya. La construction de l'ensemble Himalaya/Tibet y est rappelée au travers de la description de la dérive du sous-continent indien vers le continent eurasiatique et sa collision avec celui-ci. Puis les modalités de la construction du plateau tibétain sont exposées en détail. Enfin nous nous focaliserons sur les ensembles géologiques constituant l'Himalaya du nord-ouest, qui nous intéresse plus particulièrement dans ce travail.

Le **chapitre III** a pour but d'exposer les méthodes d'analyses morphologiques et thermochronologiques de basse température (traces de fission sur apatites et (U/Th)/He sur zircon et apatite) qui m'ont permis d'acquérir les différentes données sur lesquelles se base cette étude. Les deux codes numériques dont nous nous sommes servis pour comprendre l'histoire thermochronologique (HeFTy) et l'évolution thermo-cinématique (Pecube) du plateau de Deosai sont également présentés ici.

Le **chapitre IV** propose une revue bibliographique des études morphologiques et thermochronologiques précédentes sur l'Himlaya du nord-ouest, qui ont visé en particulier le massif du Nanga Parbat/Haramosh, la chaîne du Karakorum, l'arc Kohistan/Ladakh et le massif du Tso Morari.

Le **chapitre V** est divisé en trois parties distinctes. Dans un premier temps ce chapitre présente les résultats des analyses morphologiques et de thermochronométrie de basse température. En deuxième lieu, appuyé sur ces résultats, il traite de l'histoire d'exhumation du plateau de Deosai au travers de la modélisation de son histoire thermique. Puis, la comparaison de l'histoire d'exhumation de Deosai avec celle d'autres massifs du nord-ouest Himalaya nous permet d'émettre des hypothèses quant à l'évolution à long terme de la morphologie de l'ensemble de celui-ci. Enfin, dans une troisième partie, les données thermochronologiques sont combinées avec l'évolution du relief de la bordure nord du plateau de Deosai au travers d'un modèle thermo-cinématique. Les résultats de ce modèle nous permettent d'entrevoir les mécanismes à l'origine de la dégradation des morphologies de plateau dans le contexte si particulier du nord-ouest Himalaya.

Le **chapitre VI** clôturera ce mémoire par la reprise des différents résultats en proposant un modèle d'évolution de la morphologie du nord-ouest de l'Himalaya et du plateau tibétain ainsi que des perspectives de travaux futurs.

Enfin, à la suite du dernier chapitre se trouve la bibliographie puis les annexes au mémoire. Dans ces derniers figurent des tableaux, des cartes, un article en revue à *Nature Geoscience* et les résumés de présentations en congrès.

Chapitre II : Contexte général et construction du nord-ouest Himalaya



Crête nord du Nanga Parbat vue depuis la vallée de Rupal au village de Tarshing (flanc est du massif ; moraine du glacier de Rupal au premier plan).

1. De la dérive d'un sous-continent à la collision Inde/Asie	13
2. Les grandes entités géologiques et tectoniques de l'ensemble Himalaya/Tibet	16
2.1. Au sud de l'Asie centrale : le Tibet.....	16
2.2. L'Himalaya du nord-ouest	19
2.3. Au Ladakh Pakistanais : le plateau de Deosai	25

L'objectif de ce chapitre est de définir le cadre général et géologique dans lequel se trouve le plateau de Deosai. L'ensemble Himalaya/Tibet a fait l'objet de nombreuses études, tant sur l'histoire de la convergence de l'Inde vers l'Asie à l'origine de la collision, que d'un point de vue géologique. En premier lieu, nous verrons rapidement les modalités et les grandes étapes de cette convergence, puis je m'attacherai à décrire les grandes entités géologiques et tectoniques qui constituent d'abord le Tibet puis le nord-ouest de l'Himalaya. En effet, le plateau de Deosai se trouvant dans cette partie de la chaîne, je ne parlerai que très peu de sa partie centrale. Enfin je terminerai par un paragraphe traitant de la géologie plus particulière du plateau de Deosai au travers d'observations faites sur le terrain durant les missions d'échantillonnage.

1. De la dérive d'un sous-continent à la collision Inde/Asie

On estime que c'est au Jurassique moyen que les deux masses continentales appartenant au Gondwana, constituée de l'Inde et de l'Afrique-Arabie, se séparent l'une de l'autre (Beck et al., 1996). Au crétacé inférieure, le sous-continent indien commence sa dérive vers le nord (Patriat et Achache, 1984 ; Dercourt et al., 1993) s'éloignant ainsi peu à peu du continent africain pour se rapprocher de l'Eurasie qu'il rencontrera quelques 50 à 60 Ma plus tard. Ce rapprochement se fait à la faveur du développement de l'océan Indien et de la fermeture l'océan Néo-Téthysien. Cette dernière se fait par deux zones de subduction à vergence nord ; sous la marge active sud-asiatique et dans une subduction intra-océanique (Reuber et al., 1987 ; Corfield et al., 1999 ; Mahéo et al., 2000 ; Robertson, 2000) (Figure 3 A).

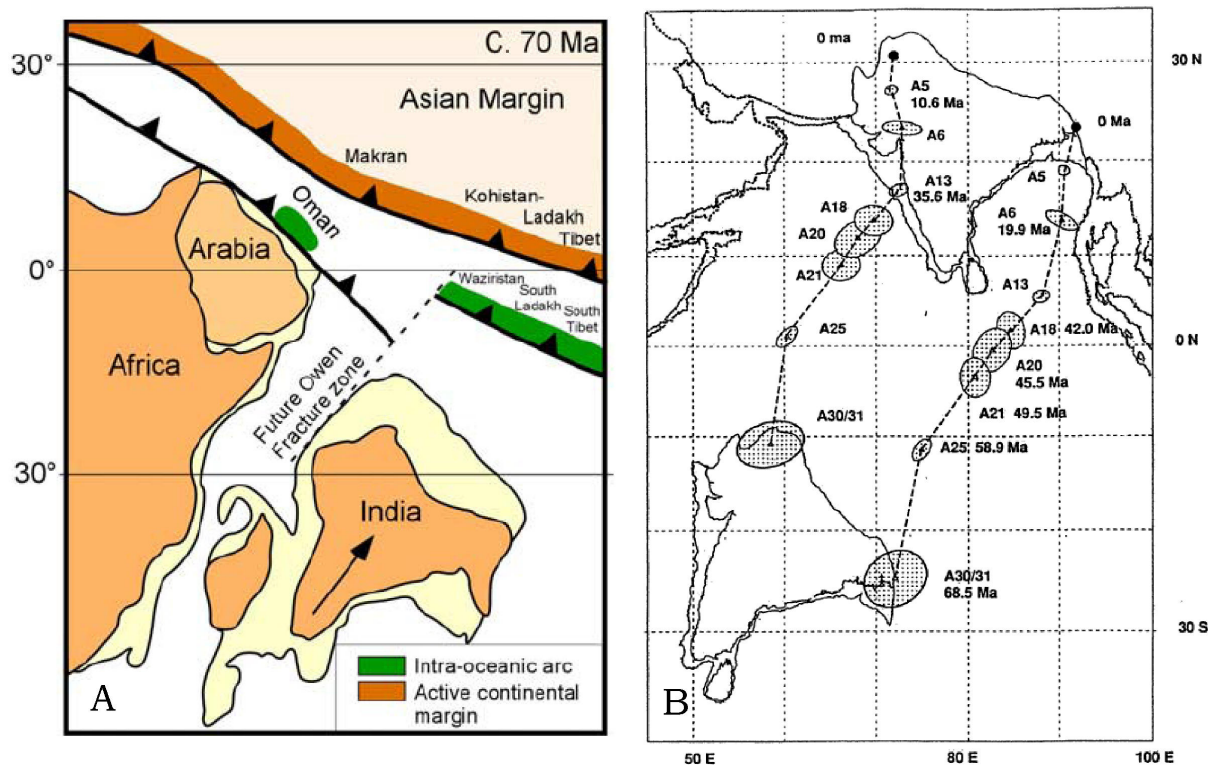


Figure 3 :A) Dérive de l'Inde vers l'Eurasie au dépend de l'océan Néo-Téthysien disparaissant dans une subduction double au Crétacé supérieur. D'après Guillot et al. (2003).

B) Reconstitution du trajet de l'Inde par rapport à l'Eurasie grâce aux cartes d'anomalies magnétiques. D'après Molnar et al. (1993).

Ces subductions donnent naissance à deux zones de volcanisme se développant à leur aplomb. Le long de la marge active, le volcanisme de subduction est attesté par un arc calco-alcalin (Kohistan/Ladakh dans la partie ouest) et un batholithe associé à celui-ci, connu comme le complexe plutonique trans-himalayen (Transhimalayan plutonic belt ou Transhimalayan Batholith), qui s'étend de l'Afghanistan à l'est au Bouthan à l'ouest (Honegger et al., 1982). Ce volcanisme débute de façon synchrone tout le long de la marge vers 100-110 Ma (Debon et al., 1986) tandis que la subduction intra-océanique observable dans la partie au sud-ouest du Tibet et notamment au sud Ladakh était active il y a 130 à 110 Ma (Beck et al., 1996 ; Gnos et al., 1997 ; Aitchison et al., 2000).

Les données paléomagnétiques des fonds océaniques donnent accès à la reconstitution des différentes étapes de la progression de l'Inde vers le nord (Patriat et Achache, 1984 ; Klootwijk et al., 1992 ; Molnar et al., 1993) (Figure 3 B). Plusieurs phases de cette dérive, dont les vitesses de convergences sont différentes, sont ainsi distinguables et associées à des événements majeurs. Ainsi, entre 110 et 85 Ma, durant le Crétacé supérieur, on note une phase de vitesses relativement lentes sui-

vie d'une progression rapide de l'ordre de 18 cm.an^{-1} . Cette dernière connaît un premier ralentissement vers 65 Ma, témoignant de l'accrétion de l'arc intra-océanique à la marge sud asiatique (Klootwijk et al., 1992). Néanmoins, Petterson et Windley (1985) proposent, au moins pour la partie Kohistan, que cette accrétion se soit produite vers 75 Ma. Puis, on observe à nouveau un fort ralentissement qui marque le début de la collision Inde/Asie à la limite Paléocène/Éocène (55 Ma) (Klootwijk et al., 1992). Cette réduction de la vitesse de convergence se poursuit jusqu'à se stabiliser vers 45 Ma (Guillot et al., 2003) à la vitesse actuelle estimée entre 5 et 6 cm.an^{-1} signifiant qu'un équilibre cinématique est atteint progressivement. En surface ce stade correspond à une longue période où l'accumulation sédimentaire est négligeable. Cette période de faible érosion suggère un relief proto himalayen faible à cause d'un angle de subduction faible et/ou un climat aride au niveau des latitudes subtropicales avant la mise en place de la mousson (Guillot et al., 2003).

Guillot et al. (2003) estiment, en comparant les différents travaux précédents, que depuis la collision initiale (55 Ma), l'Inde a subi un raccourcissement de $1355 \pm 250 \text{ km}$ et le continent Eurasiatique de $1860 \pm 746 \text{ km}$, ce qui porte la convergence totale Inde/Asie à $3215 \pm 496 \text{ km}$. Le fruit le plus remarquable de la déformation liée à la collision est la chaîne de l'Himalaya située à la bordure nord de la plaque indienne. Néanmoins, cette chaîne est loin d'être localisée à la bordure des plaques, une importante déformation liée à ces raccourcissements s'étend de l'Hindu Kush à la mer de Chine, d'ouest en est, et de la bordure sud de l'Himalaya à la Sibérie, du sud vers le nord. De plus, une rotation anti-horaire de l'Inde induit, à la faveur d'un bord libre, un échappement vers le Sud-est de l'ensemble déformé du continent Eurasiatique (Molnar et Tapponnier, 1975 ; Tapponnier et al., 1982 ; Tapponnier et al., 2001 ; Replumaz et Tapponnier, 2003). L'ensemble Himalaya/Tibet tel que nous le connaissons actuellement, s'est donc constitué par accrétions et déformations successives de différents blocs dont témoignent les grandes structures tectoniques encore actives pour certaines.

2. Les grandes entités géologiques et tectoniques de l'ensemble Himalaya/Tibet

2.1. Au sud de l'Asie centrale : le Tibet

Une grande part de la déformation de la marge sud asiatique est liée à la convergence Inde/Asie formant des blocs aux limites tectoniques bien marquées de l'Hindu Kush au sud-est asiatique. Néanmoins, la constitution de la marge sud-asiatique comporte une histoire anté-Himalayenne. En effet, depuis le début de l'Ordovicien, la plaque asiatique a progressivement été nourrie par l'accrétion successive de blocs (Figure 4) dont les zones de suture associées rajeunissent du nord au Sud (Allegre et al., 1984 ; Matte, 1996 ; Rolland et al., 2002).

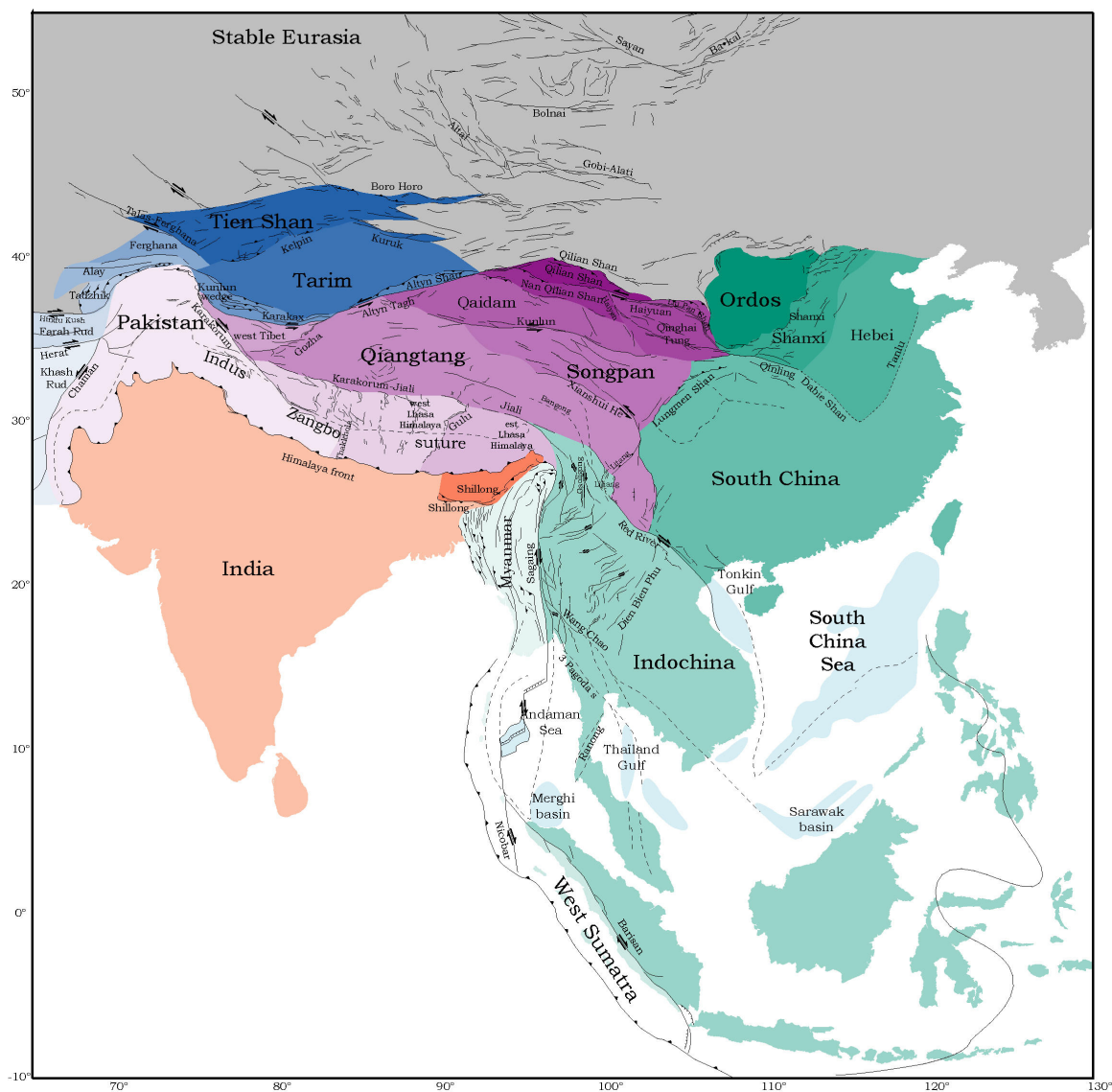


Figure 4 : Carte représentant les grands blocs constituant l'ensemble Himalaya/Tibet et le sud-est asiatique. Modifiée de Replumaz et Tapponnier (2003).

Ainsi au Silurien, le bloc du Kunlun-Qinling est accrété au sud du bloc du Tarim (représenté en bleu clair dans la Figure 4) le long de la suture de Kudi-Oytag. Puis au Trias inférieur et plus au sud est accrété le bloc de Songpan-Ganze (représenté en violet moyen dans la Figure 4), limité au nord par la faille du Kunlun et séparé des terrains du Qiangtang (représenté en violet moyen dans la Figure 4) au sud par la suture de Jinsha. Le bloc du Qiangtang est accrété au Trias supérieur à la suite de la subduction de la Paléo-Téthys et voit, sur sa limite sud, la suture de Bangong se mettre en place au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur par accrétion du bloc de Lhasa (représenté en violet clair dans la Figure 4). Ces quatre blocs, dont les accrétions sont antérieures à la formation de l'Himalaya, constituent le plateau Tibétain actuel. Ce n'est qu'à l'Éocène inférieur que la plaque indienne entre en collision avec la marge asiatique et est joint au dernier bloc par la suture d'Indus Tsangpo (ITSZ). Cette suture marque la limite entre les terrains des continents indien et eurasiatique séparant le Tibet au nord de la chaîne de l'Himalaya au sud.

L'immense plateau du Tibet est donc construit sur la partie sud du continent asiatique et constitue la plus grande étendue au monde située à une altitude moyenne de 4500 à 5000 m. Son origine, sa croissance et son maintien fait débat depuis les années 70 (Molnar et Tapponnier, 1975). Depuis, différents modèles ont été proposés pour expliquer sa formation :

- ∞ Un épaississement crustal par raccourcissement pur durant le Mésozoïque et le Cénozoïque (Murphy et al., 1997) ou bien seulement durant le Cénozoïque (England et Houseman, 1988 ; Molnar et al., 1993).
- ∞ Un sous-plaquage crustal depuis le Sud (Powell et Conaghan, 1973 ; Ni et Barazangi, 1984 ; Coward et Butler, 1985 ; Mattauer, 1986 ; Zhao et Morgan, 1987).
- ∞ Un sous-plaquage crustal depuis le nord (Willett et Beaumont, 1994 ; Tapponnier et al., 2001).
- ∞ Une surrection par délamination brutale de la racine lithosphérique, après épaississement (Dewey et al., 1988 ; Molnar et al., 1993 ; Turner et al., 1993 ; Platt et England, 1994).
- ∞ L'indentation d'une croûte Eurasiennne molle par une lithosphère indienne dure et rigide accompagnée par une subduction intra-plaque et un échappement tectonique latéral de toute la partie Sud-Est de l'Eurasie

((Tapponnier et al., 1981 ; Tapponnier et al., 1982 ; Tapponnier et al., 1986 ; Matte et al., 1996).

De plus, certaines études proposent que la croûte inférieure du Tibet soit extrêmement chaude et découplée du manteau ce qui engendre une topographie à faible relief sur une grande partie du plateau tibétain (Zhao et Morgan, 1987 ; Bird, 1991 ; Fielding et al., 1994 ; Nelson et al., 1996 ; Royden et al., 1997 ; Clark et Royden, 2000 ; Kirby et al., 2000) (Figure 5).

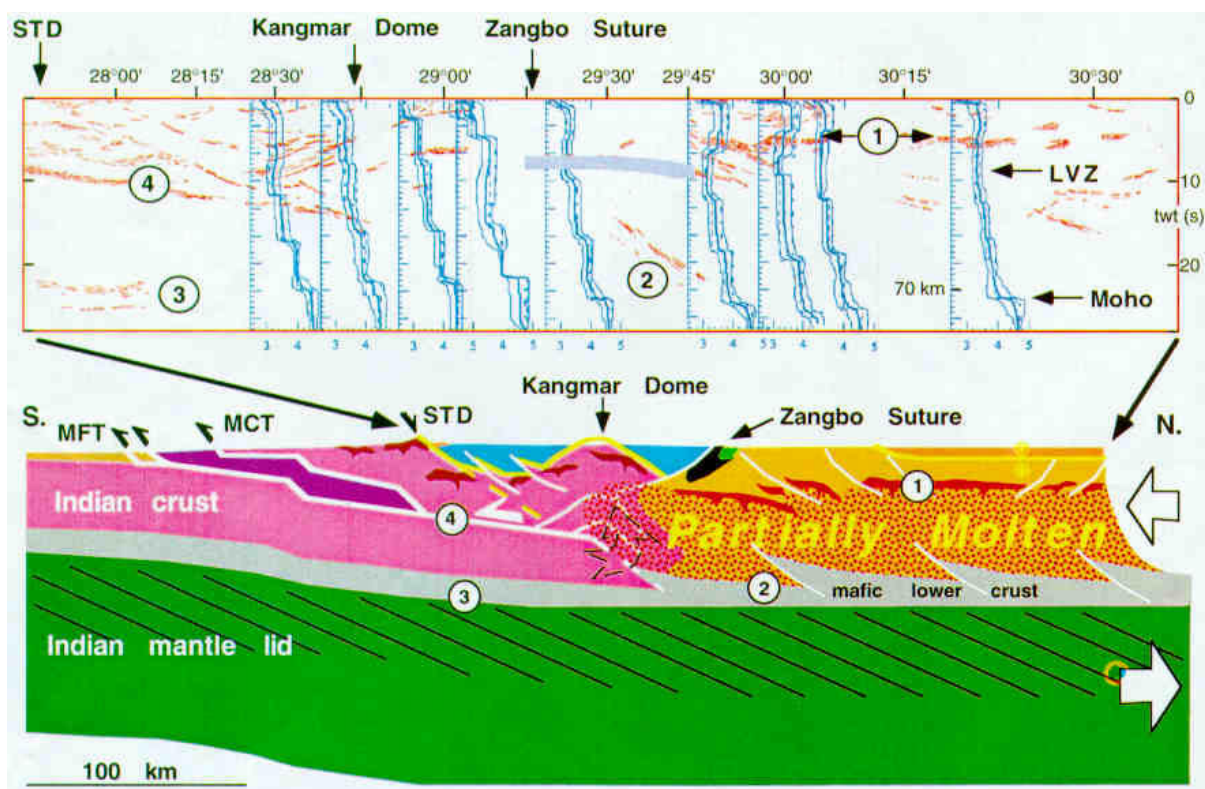


Figure 5 : Interprétation du profil INDEPTH le long du rift de Yadong-Gulu dans le sud du Tibet. D'après Nelson et al. (1996).

La question des mécanismes de formation de ce plateau n'est pas la seule en discussion. En effet, la communauté scientifique des sciences de la Terre cherche à savoir depuis quelle période cette entité se trouve à haute altitude. Sur cette question deux écoles s'affrontent et proposent que le Tibet soit plutôt jeune ou plutôt vieux. Ainsi, Molnar et al. (1993) proposent que l'altitude du Tibet augmente seulement à partir de 8 Ma. Cependant les dernières données tectoniques, thermochronologiques et de paleo-altimétries ont plutôt tendance à montrer que la surrection du Tibet se soit faite en plusieurs étapes depuis l'Éocène pour la partie sud, Oligocène-Miocène pour la partie centrale et Plio-Quaternaire pour sa partie septentrionale (Tapponnier et al., 2001 ; Rowley et Currie, 2006 ; DeCelles et al., 2007 ; Wang et al., 2008). Ils estiment que la déformation du Tibet est liée à des grandes failles

décrochante et au fonctionnement successif de subductions à vergences opposées comme le montre la Figure 6.

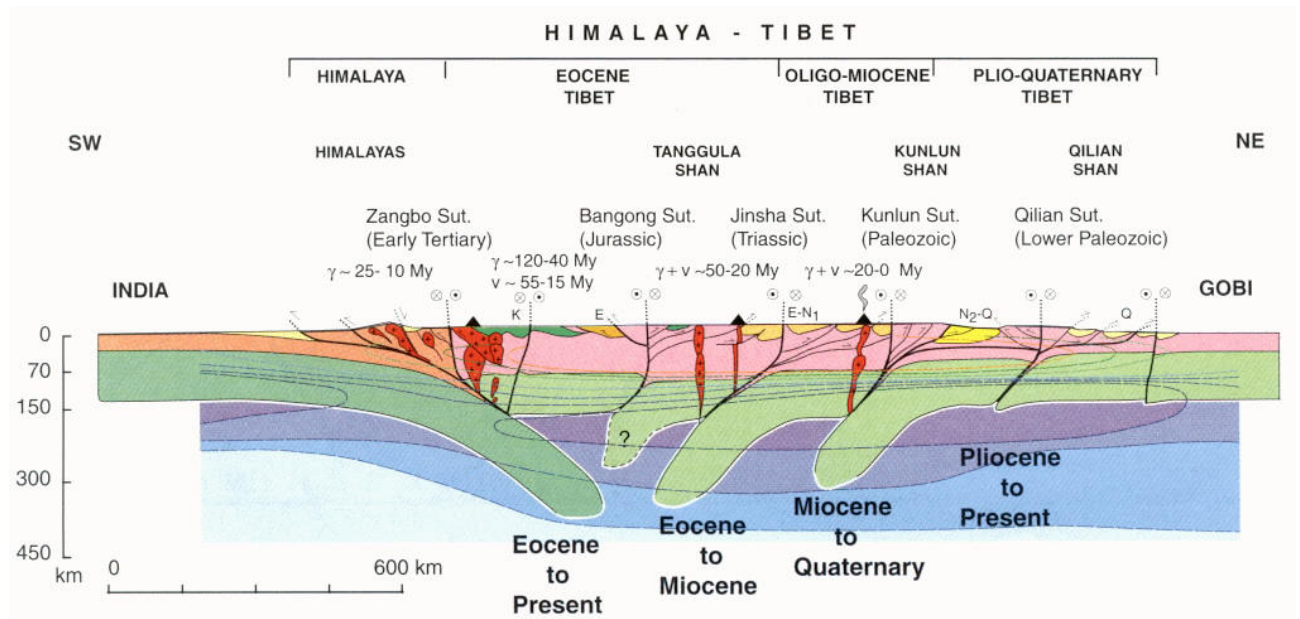


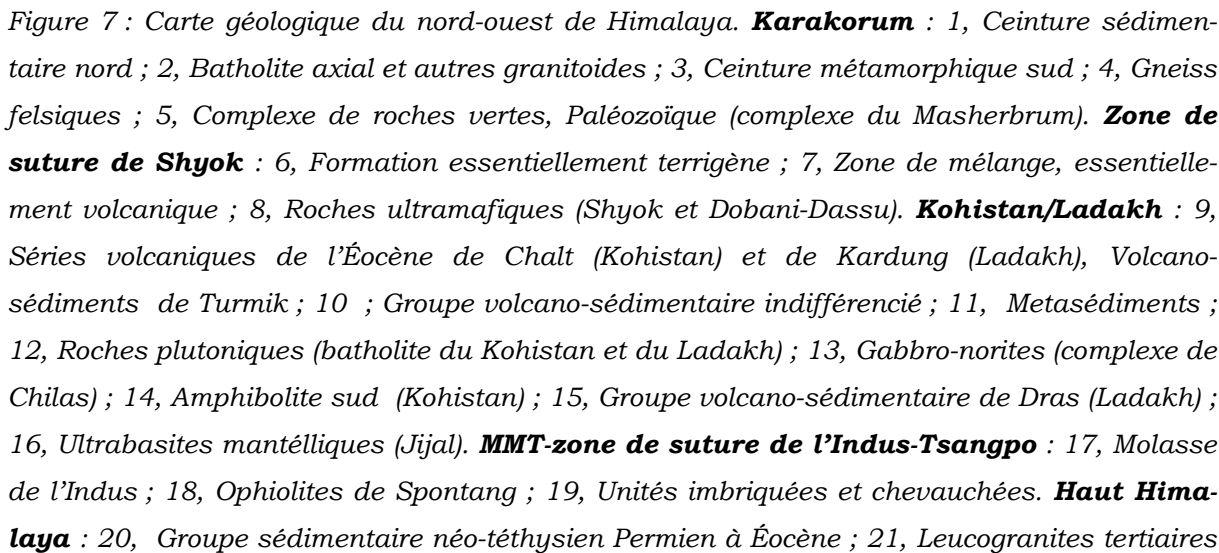
Figure 6 : Coupe de synthèse de l'évolution de la déformation du Tibet liée à ces différentes phases de surrection. D'après Tapponnier et al. (2001) avec des données de Griot et al. (1998).

2.2. L'Himalaya du nord-ouest

Dans sa partie centrale, la chaîne himalayenne est relativement étroite et n'est constituée que de terrains de la marge passive indienne tels que le Haut Himalaya cristallin ou HHC (Higher Himalayan Crystalline) exhumé le long du MCT (Main Central Thrust) il y a 20-25 Ma (Le Fort, 1975 ; Hodges et al., 1996) et les séries du Moyen Pays (Lesser Himalaya). En revanche, dans sa partie nord-ouest, la chaîne est relativement large et constituée de terrains différents. En effet, elle est caractérisée par trois ensembles tectoniques d'échelle crustale que sont du nord au sud :

- ∞ la marge asiatique du Karakorum,
- ∞ les terrains de l'arc Kohistan/Ladakh
- ∞ les terrains de la marge indienne (Lesser et Higher Himalaya).

Ces trois ensembles sont séparés les uns des autres par les deux zones de suture de Shyok et de l'Indus-Tsangpo encadrant l'arc Kohistan/Ladakh (Figure 7).



(Ladakh et Nanga Parbat) ; 22, Trapps du Panjal (du Permien) ; 23, Haut Himalaya cristallin (principalement métasédimentaire Protérozoïque supérieur à Paléozoïque inférieur) ; 24, Unités paléozoïques intrusives (granite de Swat et Manserah, Kohistan, granite de Bhazum et Kade, Ladakh) ; 25, Gneiss (principalement des orthogneiss du Protérozoïque inférieur) ; 26, Complexe métamorphique de Besham. **Moyen Pays** : 27, Couverture sédimentaire Mésozoïque à Éocène ; 28, Nappe supérieure, essentiellement métasédimentaire Protérozoïque (Abbottabad, Kishtwar) ; 29, Nappe inférieure, principalement métasédimentaire Protérozoïque supérieur à Paléozoïque (Kishtwar, Kashmir) ; 30, Salt Ranges (couverture sédimentaire indienne du Protérozoïque supérieur à Éocène). **Sub-Himalaya**: 31, Formations de Muree et Subatu (Éocène à Miocène) ; 32, Siwaliks (Miocène moyen à Quaternaire) ; 33, dépôts sédimentaire intramontagneux Quaternaire de Peshawar et Srinagar. Modifiée de Pêcher et al. (2008). Le lecteur pourra se référer à cet article pour plus de détail concernant les sources utilisées pour cette carte.

Le Karakorum (formations 1 à 5 Figure 7) est constitué de trois ensembles distincts : le nord Karakorum constitué d'une pile sédimentaire permienne à jurassique (Gaetani, 1990 ; Fluegel, 1991 ; Gaetani, 1997); le batholite axial constitué de granitoïdes d'âge Crétacé à Miocène (Debon et al., 1987) ; le sud Karakorum caractérisé par un empilement de nappes tectoniques métamorphisées (Searle et Rex, 1989 ; Lemennicier, 1996 ; Rolland et al., 2001). Cet ensemble constitue la partie ouest de la marge active sud Asiatique et également la partie la plus septentrionale de la structure himalayenne dans cette zone. En effet, si sa lithologie n'appartient pas au même bloc que l'Himalaya central, sa structuration est bien syn-himalayenne. La chaîne du Karakorum est séparée du bloc du Pamir au nord par la suture de Rushan-Pshart (Pashkov, 1979) et de la partie centrale et est de la marge sud asiatique, le sud Tibet, par un grand accident décrochant dextre d'échelle lithosphérique, la faille du Karakorum (Tapponnier et al., 1981 ; Matte, 1996 ; Rolland et al., 2001 ; Lacassin et al., 2004). D'après Peltzer et Tapponnier (1988), le décalage sur cette faille serait de l'ordre de 1000 km tandis que Searle (1996) et Searle et al. (1998) pensent qu'il ne serait que de 120 km. Néanmoins, si son importance totale est encore débattue, un décalage de 300 à 400 km le long de la branche active de cette faille et affectant la suture de Shyok dans sa terminaison, semble avéré (Matte, 1996 ; Lacassin et al., 2004).

Au sud, l'arc Kohistan/Ladakh (formations 9 à 16 dans la Figure 7) s'étend au Pakistan et en Inde. Cet arc est limité au nord par la zone de suture de Shyok (formation 6 à 8 dans la Figure 7), qui elle-même est reprise à l'ouest par un chevauchement vers le Sud, le Main Karakorum Thrust (MKT). Ce dernier est d'ailleurs reconnu dès 1986, par Coward, comme la limite cartographique nord des formations du Ladakh et du Kohistan. Ces formations sont limitées au sud par le Main

Mantle Thrust (MMT) (Tahirkheli et al., 1979), extension ouest de la zone de suture de l'Indus-Tsangpo (ITSZ, Indus-Tsangpo Suture Zone ; formations 17 à 19 dans la Figure 7). L'arc Kohistan/Ladakh est associé à la partie ouest du Transhimalayan Batholith, dont nous avons déjà parlé précédemment. Il s'étend sur 2500 Km de long en bordant le nord de la chaîne himalayenne sur toute sa longueur au nord de l'ITSZ (Honegger et al., 1982). Cette structure linéaire est formée d'une association de roches volcaniques d'arc et plutoniques grano-dioritiques d'âge Crétacé à Tertiaire. L'arc Kohistan/Ladakh est séparé des terrains du Sud Tibet (Gandgese batholith) par la faille du Karakorum et est constitué de deux parties : le Ladakh, à l'est du massif du Nanga Parbat/Haramosh, et le Kohistan, à l'ouest.

Il représente un magmatisme calco-alcalin de type Andéen lié à la subduction de la Néo-Téthys sous la plaque Eurasiatique. De plus, pour la partie nord-ouest de l'Himalaya, simultanément mais plus au sud, une subduction intra-océanique a également lieu, donnant naissance à un autre arc qui est accrété au premier au sud de la marge asiatique par la suite. Le Ladakh est donc formé de deux parties distinctes à cause des deux zones de subduction simultanées suivant un modèle proposé par Mahéo et al. (2004) dans la Figure 8. En effet, la subduction sous la marge continentale sud Asiatique est d'abord à l'origine de la formation de l'arc Dras et du batholithe du Ladakh (formation 15 et 12 dans la Figure 7), constituant à eux deux la partie nord de l'arc. Elle provoque ensuite l'ouverture d'un bassin arrière arc entre 110 et 90 Ma (Rolland et al., 2000 ; Rolland et al., 2002), tandis qu'une subduction intra-océanique est à l'origine, dans un premier temps, de la formation des ophiolites du sud Ladakh puis d'un arc calco-alcalin (Corfield et al., 2001 ; Pedersen et al., 2001). Durant le Crétacé Supérieur, l'arc intra-océanique est accrété à l'arc de Dras (Guillot et al., 2003). Dans le même temps, l'arc Kohistan/Ladakh est accrété à la marge asiatique à la suite de la fermeture du bassin arrière arc (Rolland et al., 2000) et crée la zone de suture de Shyok. Le Kohistan est constitué d'un complexe plutonique plus ou moins basique allant des amphibolites de Kamila (formation 16 dans la Figure 7) jusqu'aux gabbro-norites du complexe de Chilas (formation 13 dans la Figure 7). Ces dernières intrudent les mêmes séries grano-dioritiques et leur couverture volcanosédimentaire d'arc (formations 10 et 12 dans la Figure 7) que l'on retrouve dans la partie Ladakh. Les séries grano-dioritiques que l'on retrouve sur l'ensemble de l'arc Kohistan/Ladakh ont d'abord été appelées « Ladakh intrusive » par Franck et al. (1977), puis « Ladakh-Deosai Batholith » par Broockfield et Reynolds (1981) et enfin « Ladakh Batholith » par Rai (1983). Enfin, l'ensemble Kohistan/Ladakh est partiellement obducté au Paléo-Éocène sur la

marge indienne (Coward et al., 1986) le long de l'ITSZ. Ainsi, L'arc Kohistan/Ladakh est pincé entre les croûtes continentales indienne de l'Himalaya et asiatique du Karakorum et s'étend de part et d'autre du Nanga Parbat.

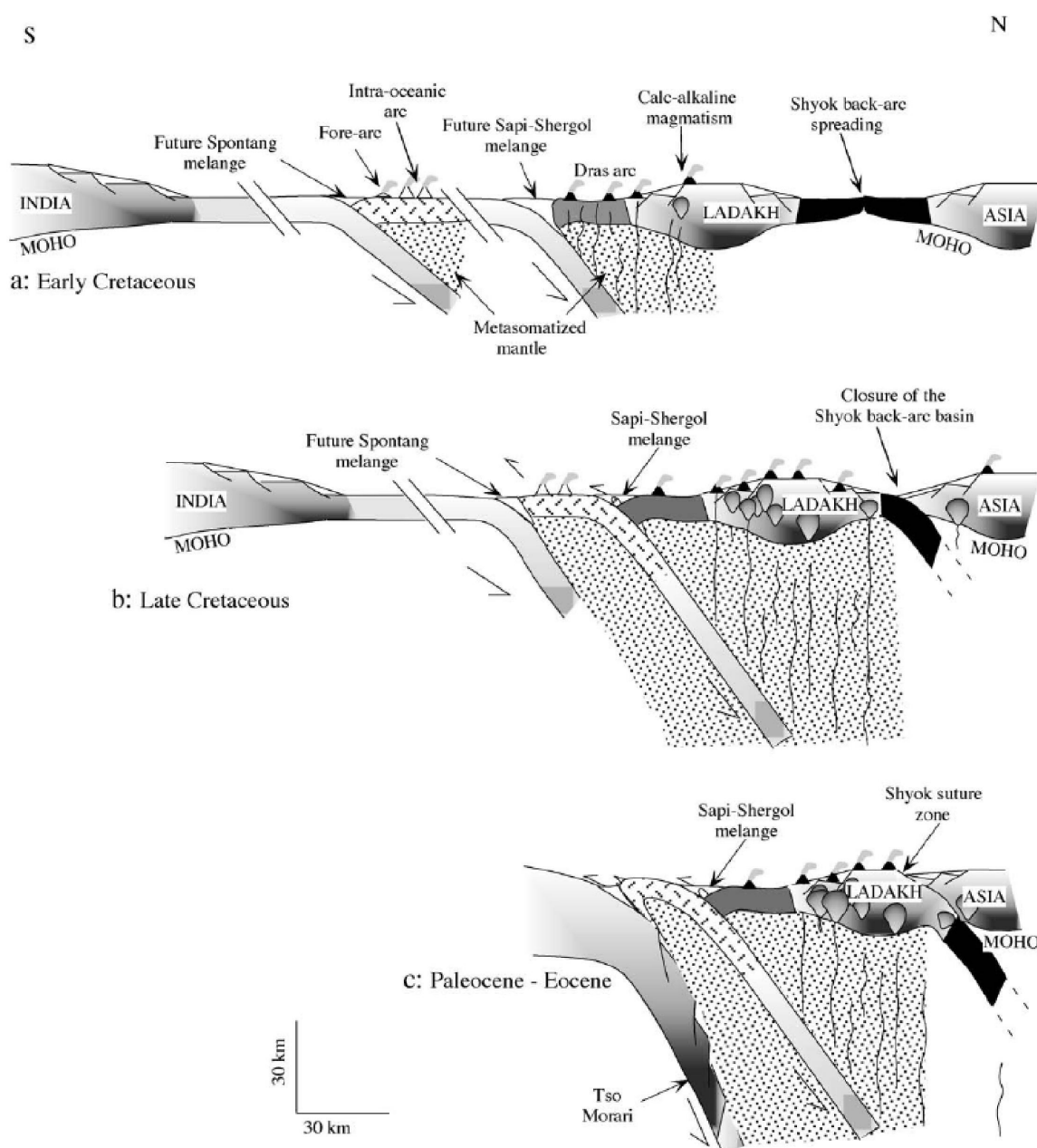


Figure 8 : Reconstitution de la fermeture de la Néo-Téthys dans la région du Zaskar vue par Mahéo et al. (2004a), suivant l'étude des différentes ophiolites du sud du Ladakh.

Au sud de l'arc, l'ITSZ est composée dans sa partie est d'un mélange fortement déformé (Chamberlain et al., 1991), dans lequel on retrouve des élogites. Ces dernières sont constituées de morceaux de marge passive indienne subduits sous l'arc et datés à 44 ± 1 Ma dans la région de Kaghan au sud-ouest du massif du Nanga Parbat (Pognante et Spencer, 1991 ; Tonarini et al., 1993 ; O'Brien et al., 2001 ;

Parrish et al., 2006). De plus, des travaux en cours, montrent qu'il en existe à l'est du massif du Nanga Parbat datées à 51-52 Ma (Riel et al., 2008) dont l'origine est probablement semblable.

Dans la partie centrale de la chaîne, l'ITSZ est la limite nord des séries du Haut Himalaya (formations 20 à 26 dans la Figure 7) dont le Haut Himalaya cristallin affecté par un métamorphisme de Haute Température et Moyenne Pression (HT-MP) à l'Oligo-Miocène (Guillot, 1999). Dans la partie nord-ouest, ces séries constituent la plus grande partie du massif du Nanga Parbat/Haramosh, formé d'un antiforme de croûte indienne d'axe nord-sud (Wadia, 1931 ; Zeitler, 1985). Dans la partie ouest de l'Inde, la zone de suture du Zaskar (ZSZ, Zaskar Suture Zone dans la Figure 7), prolongation ouest du détachement sud tibétain (STD, South Tibetan Detachment) (Herren, 1987), sépare les séries précambriennes à éocènes du HHC au sud des séries néothétysiennes au nord. Ces dernières sont formées des faciès de plateforme du nord de la marge passive indienne (Gaetani et Garzanti, 1991). D'autre part, dans cette partie de la chaîne, le HHC peut-être divisé en deux segments. L'un au nord, ayant subi un métamorphisme de HT-MP daté du début du Tertiaire au Miocène (Chamberlain et al., 1991 ; Treloar, 1997), et l'autre au sud affecté d'un métamorphisme plus faible similaire à celui du Moyen Pays (formations 27 à 30 dans la Figure 7) qu'il chevauche. Cette partie sud du HHC est séparée du Moyen pays par le Main Central Thrust (MCT) actif depuis 20-25 Ma (Hodges et al., 1996). Au sud, les séries précambriennes métamorphisées du Moyen Pays chevauchent les molasses du Sub-Himalaya (formations 31 à 33 dans la Figure 7) par l'intermédiaire du Main Boundary Thrust (MBT) depuis environ 10 Ma (Burbank et al., 1996). Enfin, le Main Frontal Thrust (MFT) place ces formations molassiques récentes d'âge Mio-Pliocène (Greco et Spencer, 1993) sur les sédiments non déformés de la plaine Indo-Gangétique.

2.3. Au Ladakh Pakistanais : le plateau de Deosai

C'est dans ce contexte géologique si particulier, de la partie nord-ouest de l'Himalaya, où accréation d'arcs et collision intracontinentale se sont succédées, que se trouve le plateau de Deosai. Situé à l'est du massif du Nanga Parbat/Haramosh, comme nous avons pu le voir dans l'introduction de ce travail, il est constitué des terrains plutoniques du batholite intrudant l'arc Kohistan/Ladakh et dont l'âge de cristallisation est daté vers 100 Ma à Kargil (au sud du plateau de Deosai) (Honegger et al., 1982 ; Schärer et al., 1984) et entre 49 et 63 Ma dans la région de Leh (à l'est du plateau de Deosai) (Schärer et al., 1984 ; Singh et al., 2007). La bordure nord du plateau est constituée des formations volcaniques et métasédimentaires déformées appartenant à la partie superficielle de l'arc (Figure 9).



Figure 9 : Vue vers le nord des métasédiments déformés de la partie superficielle de l'arc Kohistan/Ladakh.

C'est grâce à un basculement vers le nord, après la cristallisation des roches plutoniques du batholite du Ladakh (Singh et al., 2007) et durant son obduction Paléo-Éocène sur la marge indienne (Coward et al., 1986), que nous pouvons observer une section complète de l'arc du nord au sud dans cette région. Ainsi, les affleurements de la surface du plateau sont donc généralement constitués de granite (Figure 10), diorite ou grano-diorite, constituant des sujets particulièrement intéressants pour la thermochronologie de basse température.



Figure 10 : Granite à porphyroblastes de feldspath potassique de la surface du plateau de Deosai.

Sur le terrain nous avons pu constater à plusieurs reprises que la dégradation de ces roches est principalement liée à un phénomène périglaciaire de gel/dégel puis à une arénisation. En effet, les affleurements de la surface du plateau, présentent souvent un débit en dalles caractéristique de ce phénomène (premier plan de la Figure 11) et les sols sont principalement constitués d'arène.



Figure 11 : Vue de la vallée menant du plateau de Deosai au village de Mehdiabad dans la vallée de l'Indus à l'Est. Au premier plan nous constatons le débit en dalles des roches plutoniques de la surface de Deosai, lié à l'action du phénomène de gel/dégel. Au second plan s'étend la bordure nord du plateau.

Ces produits d'érosion sont ensuite transportés depuis les bords vers l'intérieur du plateau, recouvrant la plaine centrale de formations superficielles quaternaires par l'intermédiaire d'un réseau fluvial faiblement développé et trouvant un exutoire au sud-est (Figure 12).



Figure 12 : Vue vers le nord-est de la plaine centrale du plateau de Deosai drainée par sa rivière principale.

Chapitre III : Méthodologie



Vue vers Kahplu, village à une cinquantaine de kilomètre de la frontière Indopakistanaise à l'est de Skardu. Photo prise vers l'est de la rive gauche de la Shyok.

1. Morphologie.....	31
1.1. Distribution des altitudes et des pentes	32
1.2. Caractérisation de la morphologie de plateau	35
1.3. Le problème des glaciers	36
1.4. Étude morphologique des rivières.....	37
2. Thermochronologie de basse Température	40
2.1. Géochronologie et Thermochronologie	40
2.2. Datation par Traces de Fission sur Apatite.....	43
2.3. (U-Th)/He sur Apatite et Zircon.....	51
3. Modélisations	57
3.1. Modélisation de l'histoire thermique.....	58
3.2. Modélisation thermo-cinématique	60

L'étude des reliefs du nord-ouest de l'Himalaya et plus précisément du nord du Pakistan m'a conduit à utiliser divers outils analytiques. En effet, la formation de tels reliefs est complexe, et afin de l'appréhender il est important de les observer à travers une grande gamme d'échelles de temps et d'espace. Mon étude m'a donc conduit à acquérir des données analytiques variées, notamment en géomorphologie quantitative et thermochronologie de basse température. J'ai ensuite utilisé ces données pour contraindre des modèles numériques qui me permettent de recomposer une partie de l'histoire thermique et érosive des reliefs. Dans ce chapitre, je m'attacherai à exposer en détail les protocoles et techniques d'analyses ainsi qu'à décrire les modèles que j'ai utilisés. Je ne décrirai néanmoins pas tous les principes et procédures, notamment pour ce qui concerne la thermochronologie. Ces techniques ont été largement décrites et éprouvées dans la littérature et je n'en reprendrai que les grandes lignes permettant de comprendre mon travail.

1. Morphologie

Pour notre étude, nous avons effectué une analyse morphologique à deux échelles d'espace. En effet, la zone prise en compte pour étudier la morphologie régionale dans ce mémoire, s'étend de l'Afghanistan (Hindu Kush) à l'ouest au plateau tibétain occidental à l'est, ainsi que du bassin du Tarim au nord à la terminaison sud du batholite du Ladakh au sud. Nous avons ensuite travaillé plus en détail, sur une zone à plus grande échelle, centrée sur le plateau de Deosai et s'étendant sur le nord du Pakistan et au nord-ouest du Ladakh indien, jusqu'à la faille du Karakorum.

Comme le montre la Figure 13, pour cette deuxième partie de l'étude morphologique, plus détaillée, j'ai fait le choix de découper la zone d'analyse en blocs distincts correspondant aux principales unités tectoniques de cette région (Kohistan, Nanga Parbat, Karakorum, plateau de Deosai et Ladakh). Ceci m'a permis d'en étudier séparément la distribution des pentes et des altitudes et ainsi les comparer. Pour ce découpage, j'ai choisi de prendre comme bordures les grandes limites orohydrographiques telles que les rivières ou les crêtes, ou bien les structures géologiques telles que les grands chevauchements (MMT : Main Mantle Thrust et MKT : Main Karakorum Thrust).

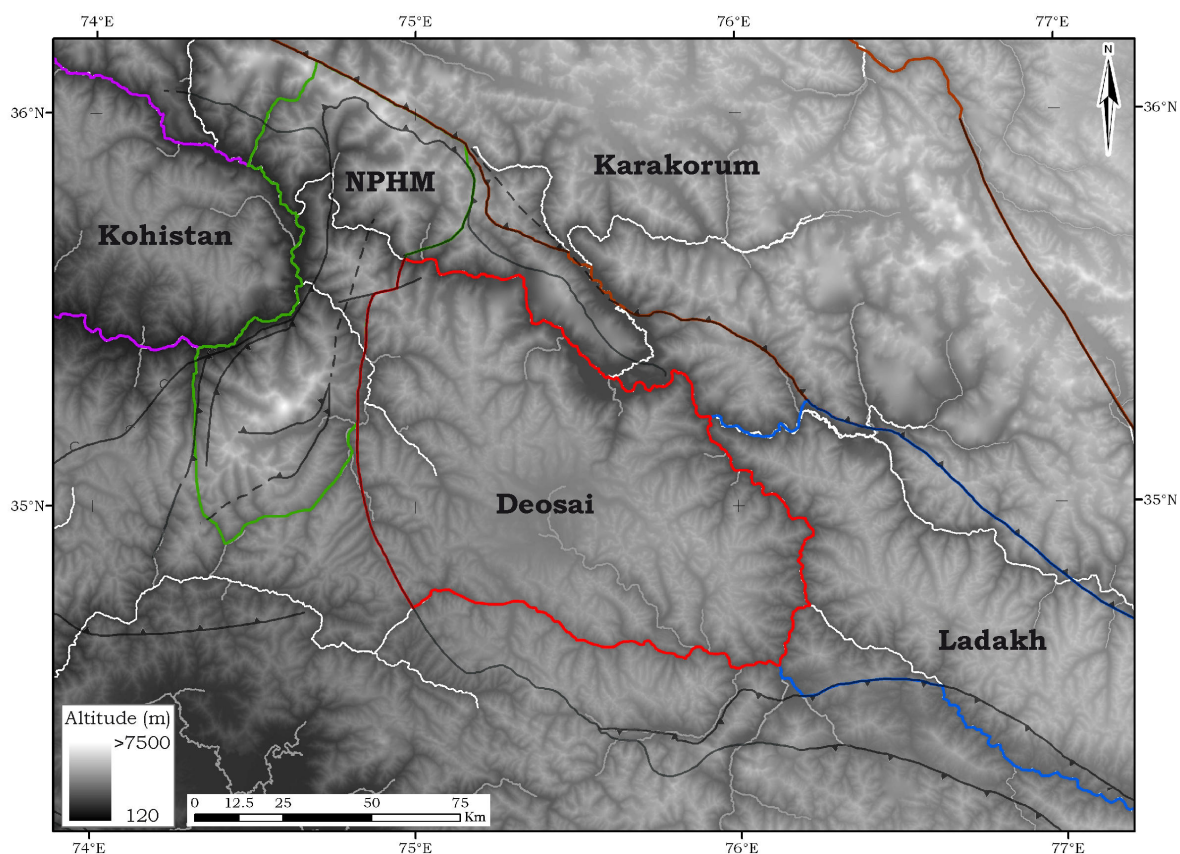


Figure 13 : Représentation du Modèle Numérique de Terrain (MNT ; voir ci-dessous) de la zone nord du Pakistan et de l'Inde et délimitations des différents blocs utilisés pour l'étude morphologique. Délimité en violet, Kohistan ; en vert, NPHM (Massif du Nanga Parbat/Haramosh) ; en rouge, plateau de Deosai ; en bleue, Ladakh et marron (Karakorum). En blanc, les principaux cours d'eau ; en noir les principaux contacts tectoniques.

1.1. Distribution des altitudes et des pentes

Les mêmes zones ont été utilisées pour ces deux analyses géomorphologiques et j'utiliserai les noms des massifs qu'elles représentent pour les désigner. Cette part de l'étude s'est fait par le biais d'un Système d'Information Géographique (SIG). J'ai utilisé ArcGIS® version 9.2, permettant de travailler sur des bases de données numériques géographiquement référencées telles que les Modèles Numériques de Terrain (MNT) et les images satellites Landsat7 ETM+.

Le MNT que j'ai utilisé est le Shuttle Radar Topography Mission version 3 (SRTM v3 ; représenté en nuance de gris sur la Figure 13) dont le pas d'échantillonnage est de 90m, avec une précision verticale absolue de 16 m (Farr et al., 2007). Ce MNT est téléchargeable gratuitement (<http://srtm.csi.cgiar.org/>) en fichier Ascii utilisé par ArcGIS® en bloc de 5° x 5° d'arc. Pour le représenter sous ArcMap (module d'exploitation et de représentation de données numérique sous ArGIS®), il faut le

transformer en raster (fichier image formé d'une grille dont chaque pixel est référencé) qui lui-même est référencé en coordonnées latitude et longitude dans le système WGS84 (World Geodetic System). Mes analyses géomorphologiques ont nécessité que je projette l'ensemble de mes données numériques géoréférencées dans un système orthonormé. J'ai donc utilisé la projection Universal Transverse Mercator (UTM) dans la zone nord 43 qui correspond au Pakistan. Les images satellites Landsat7 ETM+ sont également disponibles sur le Web (<https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/mrsid.pl>) en mosaïque de 5° x 5° et sont proposées en images 3 bandes orthorectifiées et géoréférencées projetées dans le système UTM avec un pas d'échantillonnage de 14.25 m. Les trois bandes sont 7, 4 et 2, correspondant respectivement à l'infrarouge moyen ($\lambda = 2,5$ à $25 \mu\text{m}$), à l'infrarouge proche ($\lambda = 1$ à $2,5 \mu\text{m}$) et au vert ($\lambda = 500$ à 578 nm).

1.1.1. Les altitudes

Grâce à ArcGIS®, j'ai pu extraire les portions de MNT correspondantes aux zones délimitées précédemment, me permettant pour chaque zone d'exporter une base de données contenant les altitudes et le nombre de pixels correspondant à celle-ci. Les données que je présente dans ce mémoire sont classées en gamme d'altitude de 100 m. J'ai choisi de représenter la fréquence de chaque classe et la fréquence du rapport altitude sur altitude maximale (Figure 14 C ; chaque classe est représentée par la valeur moyenne des altitudes qu'elle comprend, divisée par celle qui représente la classe d'altitude la plus élevée de la zone considérée). Pour chaque zone nous avons donc une valeur de normalisation qui change en fonction de l'altitude maximale. Ce rapport me permet de tester, en plus de la répartition des altitudes, la rugosité à l'échelle de la zone étudiée ; plus il est proche de 1 et moins la différence d'altitude par rapport à l'altitude maximale est grande. De plus, sa distribution permet de savoir de combien la valeur de l'altitude la plus fréquente est différente de l'altitude maximale.

Nous avons également construit des profils topographiques en bandes. A la différence des profils topographiques classiques, ces derniers ne sont pas construits à partir d'une simple ligne mais d'une bande. Avec cette méthode, les altitudes ne sont pas extraites seulement en un point pour chaque pas mais sur une ligne perpendiculaire à l'allongement de la bande. Pour chaque pas du profil on obtient un ensemble de points qui permet le calcul d'une altitude moyenne, minimale et maximale, ainsi que la densité de probabilité (0 à 1) pour chaque valeur d'altitude comprise entre les valeurs maximales et minimales.

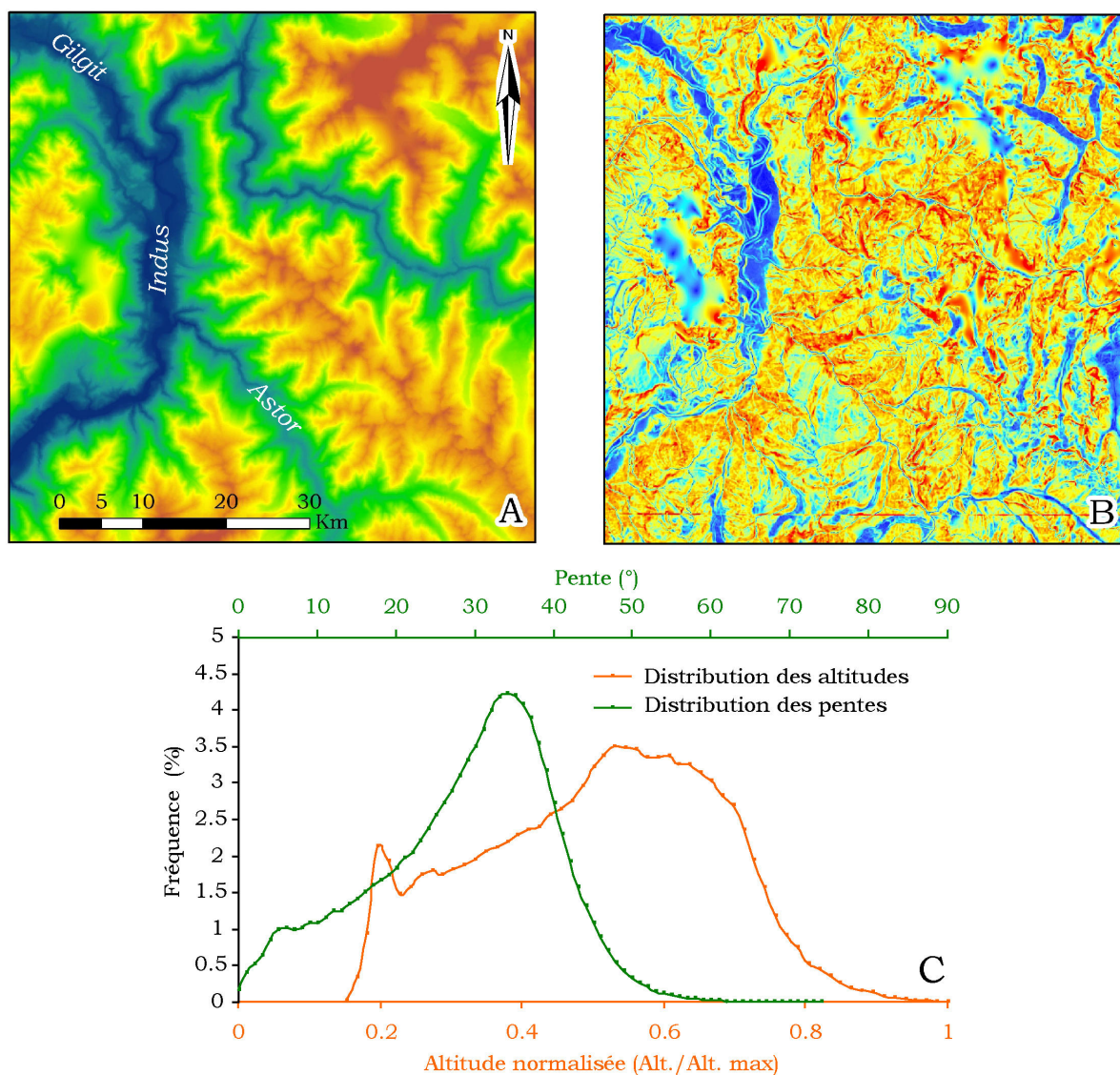


Figure 14 : A) Portion de MNT extraite dans la zone nord Pakistan dont les altitudes sont comprises entre 1100 et 6650 m du bleu au marron. En bleu ressort la vallée de l'Indus effectuant une boucle au nord du NPHM. B) Représentation de la valeur des pentes, de 0 à 75° du bleu au rouge. C) Graphique donnant la distribution en fréquence des pentes (vert) et celle de l'altitude normalisée à l'altitude maximale de la zone étudiée (orange).

1.1.2. Les pentes

L'extension ArcGIS® Spatial Analyst permet d'interpréter le MNT en terme de pente (e.g. Figure 14 B) : pour chaque pixel cet outil permet de calculer quelle est la plus forte différence d'altitude parmi les 8 voisins de celui-ci et d'en déduire une pente par rapport au pas du MNT (d'où l'obligation de travailler avec une base de données numériques projetée dans un système orthonormé). Cette analyse permet donc de représenter la pente maximale en chaque point de la zone considérée.

Au-delà de la représentation graphique de la distribution de la valeur des pentes sur l'ensemble de la zone, cette interprétation du MNT peut-être exportée sous forme d'une base de données comportant les valeurs de pente et le nombre de pixels correspondant pour chacun des blocs délimités. Cette base de données est alors exploitable pour une étude statistique simple. Cette approche m'a permis de construire des graphiques de fréquence de la valeur des pentes et donc d'en déduire les pentes caractéristiques de chaque massif (e.g. Figure 14 C)

1.2. Caractérisation de la morphologie de plateau

La définition géographique que nous avons adoptée pour un plateau est celle préférée par <http://fr.wikipedia.org/wiki/Accueil> et par l'Encyclopédie Universalis : Un plateau est une aire géographique relativement plane où les cours d'eau sont encaissés. Les interfluves restent relativement plans avec une morphologie peu marquée.

Nous pouvons compléter cette définition, en précisant que dans la région qui nous intéresse cette morphologie est placée à une altitude moyenne relativement élevée. Nous avons, en plus de déterminer le seuil d'altitude caractéristique du plateau de Deosai, cherché à caractériser la pente, ou plutôt la pente maximale, représentative de ce type de morphologie dans le nord-ouest de l'Himalaya. Après avoir déterminé ces grandeurs, un module de calcul de Spatial Analyst, Raster Calculator, permet d'extraire les pixels correspondant à une morphologie de plateau en posant des conditions sur la pente et l'altitude. Comme on peut le voir dans la Figure 15, chaque pixel de la zone considérée est analysé, si la condition posée au calcul est vérifiée la valeur 1 lui est affecté, si au contraire la condition n'est pas vérifiée, la valeur 0 lui est attribué, générant ainsi un raster binaire (que j'appelle Raster Résultat ; voir Figure 15 B).

Raster Calculator permet également d'appliquer des formules aux rasters. Par exemple, pour deux rasters représentant la même zone géographique nous pouvons un à un multiplier la valeur de chaque pixel. Ainsi, la combinaison d'un Raster Résultat avec le MNT dont il est issu de cette façon, permet de retrouver une valeur d'altitude pour tous les pixels pour lesquels les conditions de calcul ont été vérifiées (= 1 ; Figure 15 C). J'ai ainsi pu représenter toutes les surfaces de faible relief à haute altitude suivant des critères de pente et d'altitude, d'abord sur le nord Pakistan puis sur l'ensemble de l'Himalaya du nord-ouest.

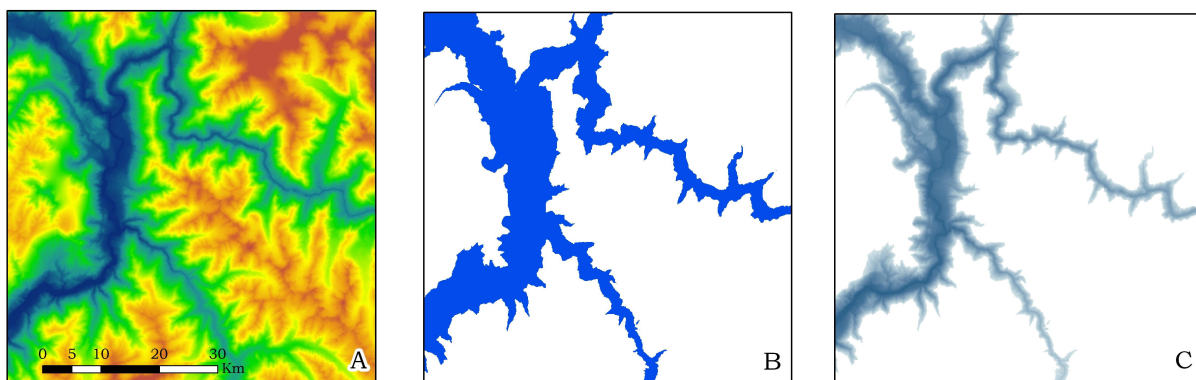


Figure 15 : A) Même zone et même symbolique que pour la Figure 14. B) Raster Résultat d'un calcul ayant pour condition < 2500 m. Soit en blanc les pixels qui ne vérifient pas cette condition (valeur 0) et en bleu les pixels qui la vérifient (valeur 1). C) Résultat de la multiplication du Raster Résultat par le MNT de départ, on ne conserve donc que les altitudes comprises entre 1100 et 2500 m (bleu foncé à bleu clair).

1.3. Le problème des glaciers

Le but de l'analyse est donc de pouvoir caractériser les surfaces de pentes faibles et au-dessus d'une altitude donnée. Cette analyse est perturbée par la présence dans le Karakorum de très grands glaciers : ils apparaissent en effet comme des surfaces de faible relief à haute altitude et comblent des vallées souvent fortement incisées, ce qui introduit un biais dans la représentation de la morphologie. Pour pouvoir supprimer ce biais j'ai créé un masque en traitant des images satellites Landsat7 ETM+ après avoir caractérisé la valeur de chaque bande pour les pixels représentant de la glace ou de la neige.

Sur les images satellites, ces pixels sont caractérisés par des valeurs >240 et >220 pour les bandes représentant respectivement l'infrarouge proche et le vert. En analysant les images par Raster Calculator, avec comme conditions <240 et <220 respectivement sur ces bandes, nous obtenons un Raster Résultat où une grande partie des glaciers est représentée par des pixels ayant pour valeur 0, mis à part ceux pour lesquels les glaciers sont recouverts par de la moraine (Figure 16 ci-dessous). Deux types de pixels sont supprimés : 1. les pixels qui représentent les glaciers, 2. les pixels qui représentent les surfaces enneigées et dont l'altitude est souvent mal contrainte. La neige étant une surface de forte réflexion, les données SRTM sur ces surfaces sont souvent de mauvaise qualité (Farr et al., 2007). Ce traitement me permet donc d'exclure de la représentation une bonne partie des surfaces qui ne sont pas réellement caractérisées par une faible pente et dont les altitudes sont mal contraintes. Néanmoins, si cette analyse permet une représentation

graphique de meilleure qualité à grande échelle, elle exclue, dans des massifs dont les sommets sont enneigés (e.g. Karakorum, graphique Figure 16), une grande partie des hautes altitudes, biaisant la distribution de celles-ci. On ne peut donc pas utiliser ce masque pour l'étude de la distribution altitudes par massif.

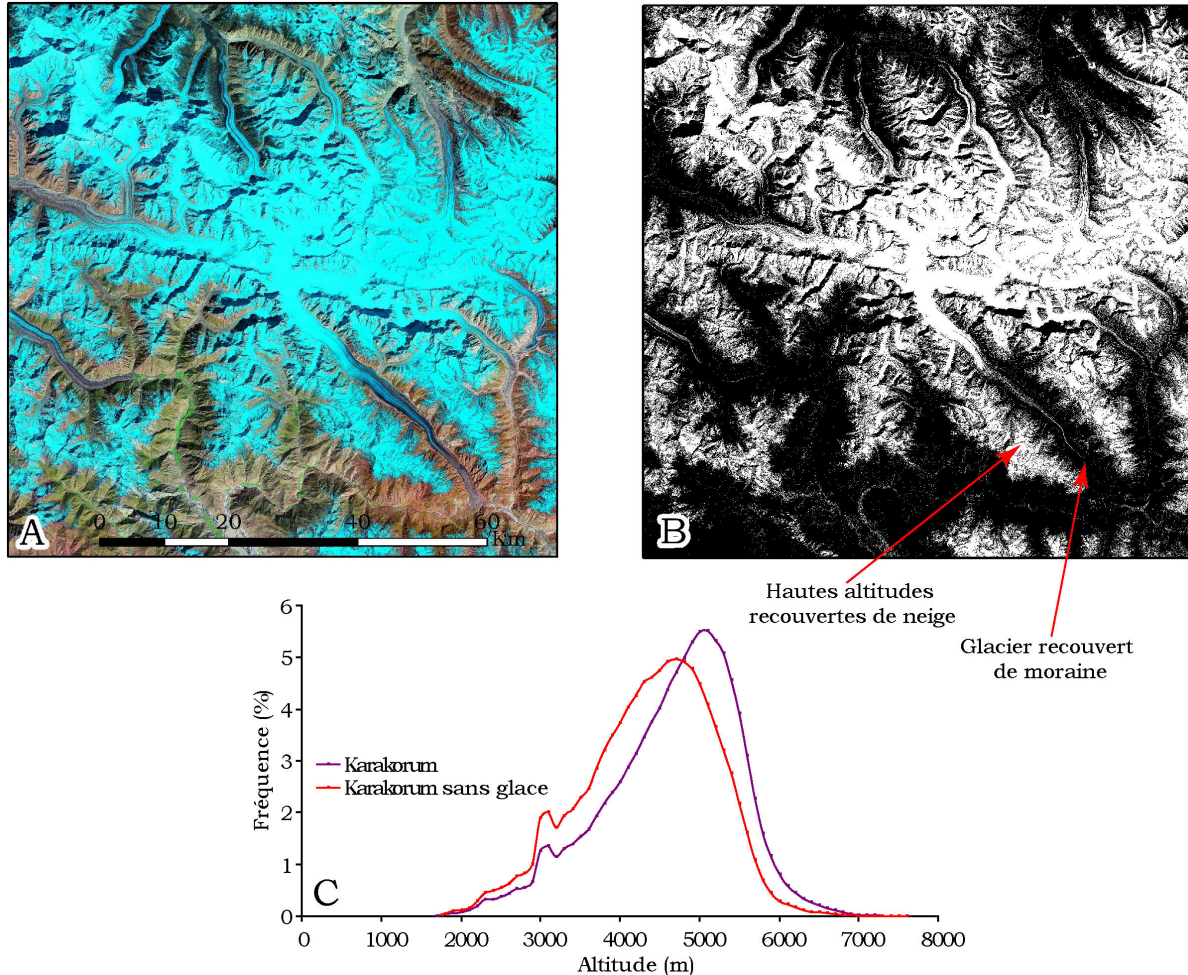


Figure 16 : A) Portion d'image Landsat7 ETM+ centrée sur les grands glaciers du Karakorum. B) Masque des glaciers créé par un Raster Résultat pour lequel la condition est <240 et <220 respectivement sur les bandes représentant l'infrarouge moyen et le vert. Les pixels représentant de la glace et de la neige ne vérifient pas la condition et sont en blanc ($=0$). C) Graphique représentant l'influence du masque des glaciers sur la distribution des altitudes. Masque appliqué, courbe rouge ; sans le masque, courbe violette. Quand le masque est appliqué on voit qu'une partie non négligeable des pixels de haute altitude est supprimée.

1.4. Étude morphologique des rivières

Afin de mieux comprendre l'évolution géomorphologique des bordures du plateau de Deosai, nous avons effectué l'étude de six rivières drainant le plateau de

Deosai. Pour chacune de ces rivières, nous avons analysé le profil en long et la taille du bassin versant.

De même que pour les autres analyses morphologiques, pour cette partie du travail, j'ai utilisé le MNT SRTM v3. L'acquisition des profils en long et des bassins versants des rivières analysées s'est faite avec le logiciel libre Terrain Analysis System (TAS), John Lindsay, département de géographie de l'université de Guelph (Ontario, Canada) et disponible sur le site : <http://www.uoguelph.ca/~hydrogeo/TAS/index.html>. Cette analyse comporte les étapes suivantes :

- ∞ Le MNT est d'abord traité avec un outil permettant de combler les dépressions (Fill) ou bien de creuser les points hauts (Breach), ce qui « lisse » le MNT pour que les rivières soient continues, en supprimant les interruptions des cours d'eau. Pour mon étude j'ai utilisé la deuxième approche.
- ∞ Après cette première étape un outil permet de déterminer les profils en long des rivières: « Flowpath and Stream profile ». On pointe, sur le MNT corrigé, le haut de la vallée dont on veut obtenir le profil, l'outil suit le chemin de plus grande pente en fond de vallée, en extrayant les valeurs d'altitudes en fonction de la distance à l'origine. Ces valeurs sont ensuite exploitables pour l'analyse topographique du profil.
- ∞ Pour définir les bassins versants des rivières analysées, il faut, à la suite de la première étape, déterminer le réseau hydrographique et sa continuité par un outil appelé : « Catchment area and Flow direction ». Cet outil détermine la direction d'écoulement puis le nombre de pixels en amont de chacun d'entre eux. Cette analyse attribue à chaque pixel une valeur appelée SCA (Specific Contributing Area) qui est fonction de l'aire drainée par chaque pixel.
- ∞ La dernière étape consiste à utiliser un outil appelé : Watersheds. Grâce au produit de l'analyse précédente (le raster de valeurs SCA), cet outil permet de définir la zone de drainage correspondant à tous les points de la région d'étude. À l'aide d'un pointeur on désigne le ou les pixel(s) dont on veut connaître l'aire de drainage. Le résultat est un raster dont les points en dehors de tout bassin versant ont la valeur 0 et où les autres ont la valeur entière correspondant à leur exutoire ; 1 pour le premier point désigné, 2 pour le deuxième et ainsi de suite.

Ces différents outils m'ont permis d'extraire du MNT les profils en long des rivières que je souhaitais analyser ainsi que les limites de leurs bassins versants et

donc leurs surfaces. L'étude des profils en long et de l'évolution de la pente permet de déterminer la morphologie de chacune des rivières et notamment si elles comportent des ruptures de pente. Ces dernières, également appelées « knickpoints », caractérisent, par leur présence et leur position sur le profil, l'histoire de l'évolution du niveau de base de ce dernier (Whipple et Tucker, 1999 ; Bishop, 2005).

2. Thermochronologie de basse Température

2.1. Géochronologie et Thermochronologie

Dans ce paragraphe je parlerai de géochronologie pour désigner la géochronologie radio-isotopique. Il est bien entendu que la géochronologie ne se limite pas à cette dernière, elle compte de nombreuses méthodes permettant de dater de façon relative des événements géologiques jusqu'à la naissance de notre planète il y a plus de 4 Ga. La géochronologie relative est basée sur un enregistrement du temps dont les méthodes sont fondées soit sur les phénomènes oscillants (l'astrochronologie, l'enregistrement des cycles de marée, saisonniers ou orbitaux, la magnétostratigraphie, la stratigraphie événementielle ou non), soit sur des phénomènes irréversibles (cratérisation, racémisation des acides aminés, lichénométrie ou intensité d'altération). Ces méthodes ont pour la plupart vu le jour durant ces deux derniers siècles mais c'est Nicolas Stenon (1638-1686) qui a compris le premier que les roches enregistraient le temps.

2.1.1. Définitions

Reiners et Elhers (2005) précisent la thermochronologie en définissant les trois termes suivants :

- ∞ Thermochronomètre : un système radio isotopique constitué d'éléments pères, d'éléments fils ou lésions minérales associées, et le minéral dans lequel ils sont trouvés.
- ∞ Thermochronométrie : les analyses, la pratique ou l'application d'un thermochronomètre pour comprendre l'histoire thermique des roches ou des minéraux.
- ∞ Thermochronologie : l'histoire thermique d'une roche, d'un minéral ou encore d'un terrain géologique.

Cependant, en pratique, le terme thermochronologie est souvent utilisé pour désigner l'étude thermochronologique, dans ce cas il est synonyme avec thermochronométrie. L'utilisation de thermochronologie dans le deuxième sens est plus commune et plus profondément ancrée dans la communauté (en parallèle avec l'usage conventionnel du mot géochronologie). C'est donc dans le deuxième sens que j'utiliserai le mot thermochronologie pour la suite de ce travail.

La thermochronologie et la géochronologie sont basées sur la datation par l'utilisation des isotopes radioactifs. Néanmoins, on utilise la thermochronologie

pour contraindre l'histoire thermique des roches et des minéraux et la géochronologie pour contraindre l'âge de leur formation lors de la cristallisation ou lors d'une paragenèse liée à un métamorphisme. Il est donc nécessaire de faire la distinction entre ces deux disciplines. De plus, la datation radio isotopique est essentiellement thermochronologique car tous les systèmes sont sujets à des changements voir à une remise à zéro du chronomètre liée à la température. Pour chaque thermochronomètre, il existe une température caractéristique, appelée température de fermeture (Dodson, 1973), en dessous de laquelle on considère que le système est clos ; c'est-à-dire que l'ensemble des isotopes fils ou lésions minérales produits lors de la décroissance radioactive est conservé dans le minéral hôte (Tableau 1). Au-dessus de cette température dite de fermeture (T_f), ces produits ne sont pas ou que partiellement retenus. Si l'on veut dater la formation d'une roche, on considèrera des systèmes à haute température de fermeture tel que le système (U-Th)/Pb sur Zircon et Monazite (Tableau 1). Alors que si l'on veut contraindre l'histoire thermique d'une roche après sa formation, on associera des systèmes dont la température de fermeture est plus basse. La géochronologie équivaut alors à une thermochronologie de très haute température et les derniers stades de refroidissement d'une roche seront contraints par sa thermochronologie de basse température (traces de fission sur apatite et (U-Th)/He sur zircon et apatite, cf. Tableau 1).

Méthode	Minéral	Température de fermeture (°C)	Référence
(U-Th)/Pb	Zircon	>900	(Cherniak et Watson, 2001)
(U-Th)/Pb	Monazite	~700	(Cherniak et al., 2004)
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Hornblende	400-600	(Harrison, 1981)
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Muscovite	350 ± 50	(Hames et Bowring, 1994)
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Biotite	300 ± 50	(Harrison et al., 1985)
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Feldspath-K	150-350	(Lovera et al., 1989)
Traces de fission	Titanite	265-310	(Coyle et Wagner, 1998)
Traces de fission	Zircon	240 ± 20	(Brandon et al., 1998)
Traces de fission	Apatite	110 ± 10	(Gleadow et Duddy, 1981)
(U-Th)/He	Titanite	190-220	(Reiners et Farley, 1999)
(U-Th)/He	Zircon	160-200	(Reiners et al., 2004)
(U-Th)/He	Apatite	75 ± 5	(Farley, 2000)

Tableau 1 : Estimation des températures de fermeture pour les systèmes géo et thermochronologiques les plus utilisés.

Ces 40 dernières années, la thermochronologie n'a cessé d'évoluer grâce au développement de nouvelles méthodes et à des moyens analytiques plus puissants, étant appliquée de plus en plus largement en Sciences de la Terre. Désormais bien éprouvée d'un point de vue technique, elle est devenue un outil incontournable

pour la compréhension des processus de surface à l'origine des interactions entre tectonique, érosion et climat. La thermochronologie de basse température me permet de comparer l'histoire thermique de différents blocs, de comprendre leur construction morphologique et les processus à l'origine de la mosaïque morphologique qui compose le nord-ouest Himalaya et plus particulièrement le nord du Pakistan.

2.1.2. Un peu d'histoire

La géochronologie radio-isotopique date du début du 20^e siècle (Rutherford, 1905, 1906). C'est Hurley en 1954, qui fut le premier à comprendre que la diffusion des isotopes fils est à l'origine de la perturbation, voir de la remise à zéro, des géochronomètres. Plus d'une dizaine d'années plus tard, au prix d'un développement technique important, émerge une nouvelle méthode de datation de matériel géologique par l'utilisation des traces de fission (Naeser, 1967 ; Wagner, 1968 ; Naeser et Faul, 1969). Vers la fin des années soixante, les géochronologues acceptent peu à peu l'idée que la diffusion des isotopes fils, à cause de leur état d'impureté dans le réseau cristallin, puisse remettre à zéro ou perturber les âges déterminés en géochronologie. De nouvelles études de laboratoire sont menées parallèlement à l'acquisition des âges, pour comprendre les différences de datation entre les systèmes.

C'est donc à cette période que la thermochronologie moderne commence à voir le jour et les années soixante-dix sont le théâtre des premières publications parlant de relations entre âge et histoire thermique. L'obtention d'un nombre considérable d'âges sur des minéraux différents, dans les Alpes, amène les auteurs à conclure qu'ils enregistrent l'évolution thermique des roches (Pürdy et Jäger, 1976 ; Wagner, 1977). C'est aussi durant cette période qu'apparaît la notion de température de fermeture avec les travaux de Dodson (1973 ; 1979). Le mot thermochronologie est introduit dans la littérature par Berger et York (1981).

La technique des traces de fission est grandement améliorée dans les années quatre-vingt avec les travaux de Gleadow et de l'équipe de Melbourne, qui développent la notion de zone de recuit partiel (PAZ : Partial Annealing Zone, expliquée plus bas) des traces de fission (Gleadow et al., 1983), déjà proposé par Naeser (1979) et Wagner (1979). Cette notion est transposée plus tard dans le contexte de la diffusion de l'He, appelée zone de rétention partielle (PRZ : Partial Retention Zone) (Wolf et al., 1998). La méthode de datation associée au système U-He arrêtée au profit du développement rapide des méthodes U-Pb et K-Ar dans les années soixante, revoit le jour grâce à Zeitler et al. (1987) et avec les travaux pionniers de Ken Farley et ses

collaborateurs dans les années quatre-vingt-dix. Le système (U-Th)/He (Farley et al., 1996 ; Wolf et al., 1996 ; Wolf et al., 1998), est appliqué d'abord à la titanite (Reiners et Farley, 1999), puis à l'apatite (Farley, 2000) et enfin au zircon (Reiners et al., 2004). Depuis, ces techniques sont largement utilisées en thermochronologie pour ce qui concerne les derniers stades d'exhumation à cause de leurs basses températures de fermeture (Tableau 1). En effet, les âges (U-Th)/He sur zircon et apatite ayant respectivement des températures de fermeture comprises entre 160 et 200°C et 70 et 80°C, encadrent les âges traces de fission sur apatite dont la température de fermeture est comprise entre 100 et 120°C (Tableau 1).

Afin de pouvoir contraindre les derniers stades de l'exhumation du plateau de Deosai et de sa bordure, j'ai utilisé principalement les traces de fission sur apatite (AFT, âge et longueur de trace pour certains échantillons). Plus parcimonieusement, j'ai également acquis des âges (U-Th)/He sur zircon et apatite (ZHe et AHe) pour tenter de mieux contraindre les histoires thermiques du plateau Deosai et de sa bordure à des points particuliers. Dans la suite de cette partie, je m'attacherai à faire une description rapide de ces méthodes de datation. Elles sont largement détaillées dans différents articles et livres tels que Reiners et Ehlers (2005) pour l'ensemble des techniques de thermochronologie de basse température ; plus spécifiquement pour l'AFT : Gallagher et al. (1998), Wagner et Van den haute (1992) et Fleischer (1975) ; pour les systèmes (U-Th)/He sur apatite et zircon : Farley (2000) et Reiners et al. (2004).

2.2. Datation par Traces de Fission sur Apatite

2.2.1. Principe fondamental et équation d'âge

La méthode de datation par traces de fission est basée sur l'accumulation de dommages (traces de fission) à l'intérieur d'un minéral (zircon, apatite, sphène) ou d'un verre naturel tel que l'obsidienne. Ces traces sont formées par fission spontanée de noyaux lourds tel que ^{235}U , ^{238}U et ^{232}Th . Néanmoins, la quantité de traces spontanées induites par les autres isotopes que ^{238}U est négligeable car leur temps de demi-vie est très long et leur proportion est faible dans les matériaux considérés, sauf pour Th dont la concentration peut-être anormalement élevée (Wagner et Van den haute, 1992). De plus, la décroissance radioactive se fait principalement par rayonnement α et dans des proportions beaucoup plus faibles par fission spontanée, ce qui limite l'analyse à des espèces minérales riches en uranium. En effet, le temps de demi-vie pour la fission spontanée de ^{238}U ($8,5 - 9,9 \cdot 10^{15}$ ans (Fleischer et

al., 1975 ; Wagner et Van den haute, 1992) est 2 millions de fois plus grand que celui pour la décroissance radioactive par rayonnement α estimé à $4,5 \cdot 10^9$ ans. Cette différence rend la constante de désintégration totale λ_D très proche de la constante de désintégration liée à la décroissance radioactive par rayonnement α ($\lambda = \ln 2 / T$, où T est le temps de demi-vie).

Suivant le modèle proposé par Fleisher et al. (1975), lors de la fission d'un atome de ^{238}U , deux charges positives de haute énergie (~ 200 MeV) sont produites. Elles sont éjectées dans des sens opposés (Figure 17), créant sur leur passage une trace liée à l'ionisation des atomes qu'elles rencontrent. Ainsi chaque trace représente un événement de décroissance radioactive par fission.

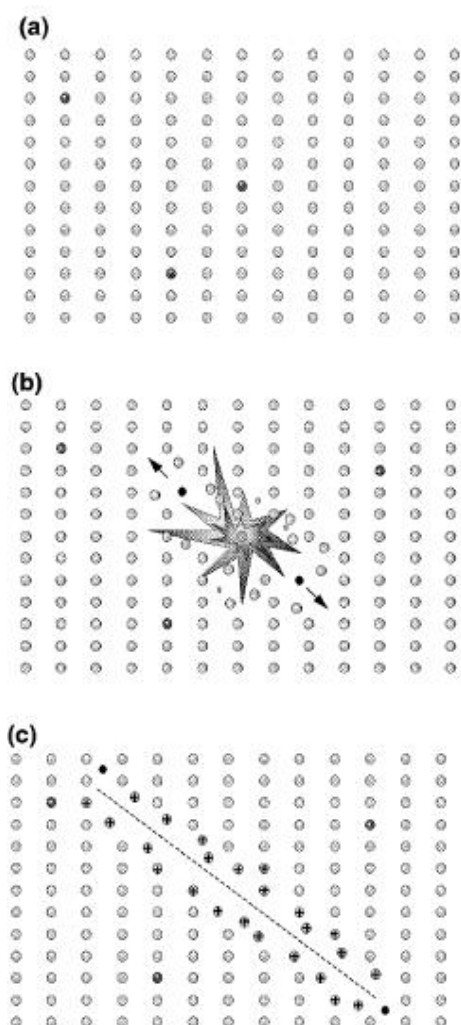


Figure 17 : Représentation schématique de la fission d'un atome de ^{238}U et de la formation de la trace correspondante. a) Répartition des atomes d'U dans le réseau cristallin. b) Fission spontanée d'un atome de ^{238}U et production des deux charges de haute énergie qui se repoussent et interagissent avec les autres atomes du réseau cristallin par ionisation ou arrachage d'électrons. Ceci engendre une déformation du réseau cristallin. c) Trace latente laissée par le passage des deux charges. D'après Gallagher et al. (1998)

Les traces de fission sont orientées dans le minéral de façon aléatoire et leur longueur dépend de la densité du réseau cristallin dans lequel elles se trouvent. A l'origine, elles mesurent $\sim 16 \mu\text{m}$ de longueur et entre 2,5 et 5 nm de largeur dans l'apatite. Ces traces, que l'on appelle traces latentes, ne sont alors visibles qu'à

l'aide d'un microscope électronique à transmission (Paul et Fitzgerald, 1992). Une fois révélées par une attaque chimique sur une surface interne au minéral, elles sont observables au microscope optique avec un grossissement $>1000\times$. Si l'on considère que chaque trace spontanée est le produit d'un événement de décroissance radioactive par fission, alors le nombre de traces de fission spontanées dans un volume donné est fonction de la concentration en ^{238}U et de l'âge de l'échantillon, ou plutôt l'âge de son passage sous la température de fermeture dans le cas d'un refroidissement linéaire. Néanmoins, pour estimer cet âge, la densité de traces spontanée ρ_s ne suffit pas, il faut déterminer également sa teneur en ^{238}U . Une façon simple et relativement précise d'en déterminer la concentration est l'irradiation de l'échantillon par des neutrons thermiques. Ceci a pour effet de provoquer la fission de ^{235}U qui donne un nouveau jeu de traces dites induites. On sait que le rapport $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ est constant et on peut donc calculer la concentration en ^{238}U grâce à la mesure de la densité de traces induites ρ_i . On peut alors écrire l'équation de l'âge de la façon suivante :

$$t = \ln\left(\frac{\lambda_D \Phi \sigma c I \rho_s}{\lambda_f \rho_i} + 1\right) \quad (1)$$

où t est l'âge ; λ_D la constante de désintégration totale de ^{238}U ($1,55 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$; λ_f la constante de désintégration liée à la fission (compris entre 7 et $8,15 \cdot 10^{-17} \text{ an}^{-1}$) ; c le facteur géométrique dépendant de la géométrie dans laquelle sont estimées les densités de traces (0,5 pour la méthode du détecteur externe ; voir ci-dessous) ; I le rapport de concentration en isotopes $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ ($7,253 \cdot 10^{-3}$) ; σ la section efficace des neutrons thermique pour ^{235}U ($580,2 \cdot 10^{-24} \text{ cm}^2$) ; ρ_s et ρ_i les densités de traces spontanées et induites respectivement ; Φ la fluence de neutrons thermiques en cm^{-2} (Hurford, 1990). Cette fluence neutronique d'irradiation est estimée grâce à l'utilisation de verres dosimètres dont la concentration en uranium est connue et dont on détermine également une densité de traces induites ρ_d .

La détermination de ρ_s et ρ_i nécessaire au calcul de l'âge se fait communément par la technique du détecteur externe (Figure 18). Celle-ci consiste à compter sur une surface précise les traces spontanées dans le minéral et les traces induites à l'irradiation. Pour ce faire on dépose, avant l'irradiation, à la surface d'une section de l'échantillon obtenue par polissage et attaquée pour révéler les traces spontanées, un détecteur constitué d'un mica. Ce mica est attaqué après l'irradiation de façon à révéler les traces induites. Cette méthode permet d'estimer la variabilité de

densité des traces entre les grains et donc d'obtenir une statistique efficace sur la signification de l'âge d'un échantillon.

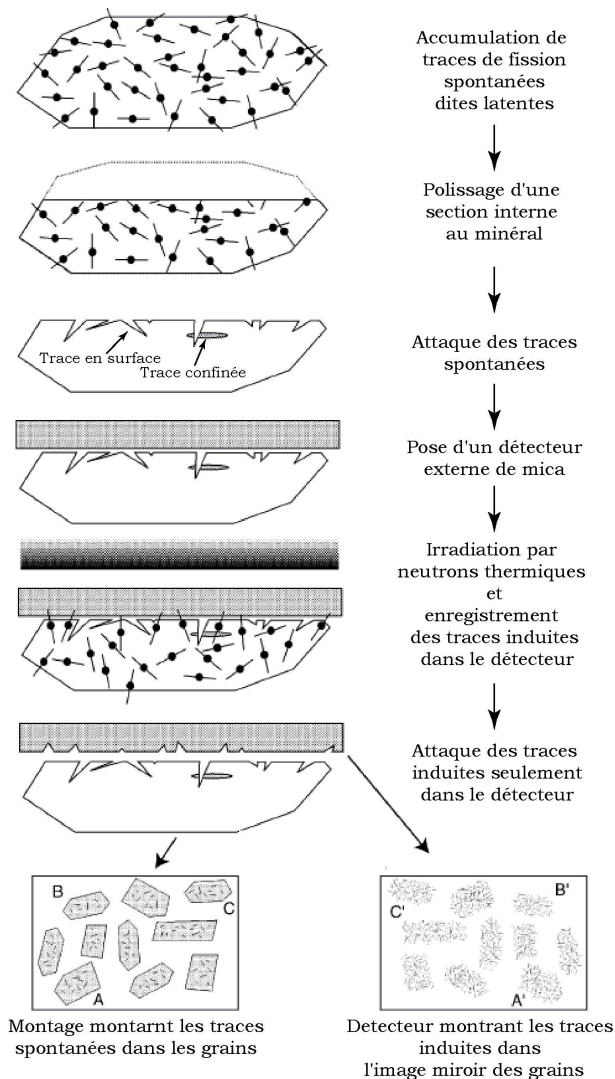
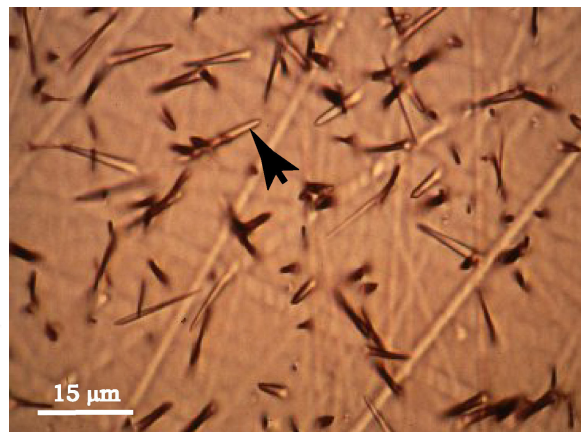


Figure 18 : A gauche : Schéma de présentation de la méthode du détecteur externe modifié d'après Gallagher et al. (1998).

En bas : Traces de fission spontanées révélées dans un cristal d'apatite. La flèche montre une trace confinée.



Néanmoins, dans l'équation (1) certains paramètres, comme λ_f ou Φ , sont mal connus ou sont difficiles à déterminer avec précision. Nous utilisons donc une constante de calibration ζ (Hurford et Green, 1983) permettant d'estimer ces paramètres qui nécessite l'utilisation de standards dont les âges t_{std} (Fish Canyon Tuff : $27,98 \pm 0,15$ Ma ; Durango : $31,44 \pm 0,18$ Ma) ; (Dazé et al., 2003 ; McDowell et al., 2005) sont connus par d'autres méthodes géochronologiques.

$$\zeta = \frac{\Phi \sigma I}{\lambda_f \rho_d} \quad (2)$$

$$\zeta = \frac{e^{\lambda_D t_{std}} - 1}{\lambda_D (\rho_s / \rho_i)_{std} c \rho_d} \quad (3)$$

Cette constante de calibration ζ doit être déterminée par chaque utilisateur et pour chaque irradiation avant datation des échantillons. On utilise une moyenne pondérée par l'erreur à 1σ de valeurs déterminées sur différentes irradiations. Cette constante est également directement reliée à la densité de traces induites du verre dosimètre, qui elle-même est reliée à la teneur en U de celui-ci. Pour cela il faut déterminer cette constante pour chaque verre dosimètre utilisé. Dans cette étude j'ai utilisé deux types de verre, NBS-962 et IRMM 540, et donc déterminé deux constantes de calibration ζ (Tableau 2).

	Standard	ζ	1σ	N° Irradiation
Verre dosimètre NBS 962 (12,3 ppm U)	Dur.	326.8	± 9.3	7or2005
	Dur.	337.6	± 10.2	7or2005
	FCT	340.4	± 20.0	7or2005
	FCT	325.2	± 18.0	7or2005
	FCT	359.2	± 23.6	3or2006
Valeur pondérée		333.5	± 3.3	
Verre dosimètre IRMM 540 (15 ppm U)	Dur.	326.6	± 25.1	2or2007
	FCT	268.2	± 20.7	1or2007
	FCT	279.3	± 19.1	1or2007
	Dur.	268.6	± 18.0	13or2007
	FCT	275.9	± 22.8	13or2007
Valeur pondérée		280.2	± 6.4	

Tableau 2 : Mes constantes de calibration ζ pour les verres dosimétriques NBS 962 et IRMM 540. Les valeurs pondérées ζ sont des moyennes pondérées des valeurs de chaque ζ par $1/\sigma^2$. Les standards utilisés sont Fish Canyon Tuff (FCT) et Durango (Dur.).

Si l'on utilise l'approche par calibration ζ l'équation d'âge devient alors :

$$t = \frac{1}{\lambda_D} \ln\left(\frac{\lambda_D \zeta \rho_s c \rho_d}{\rho_i}\right) \quad (4)$$

Pour établir l'âge traces de fission d'un échantillon on date plusieurs grains, communément 20 grains pour un échantillon de roche ignée et entre 50 et 100 grains dans le cas d'une roche détritique. L'âge de l'échantillon peut alors être calculé par différentes méthodes : âge moyen (où le rapport ρ_s/ρ_i est une moyenne des rapports de tous les grains) ou un âge commun (où ρ_s/ρ_i est le rapport du nombre total de traces spontanées et induites comptées pour l'échantillon) ou encore un âge

dit central, défini par Galbraith et Laslett (1993) (où ρ_s/ρ_i est le rapport de la somme des densités pondérées par $1/\sqrt{((1/N_s)+(1/N_i))}$ pour chaque grain et où N_s et N_i sont les nombres de traces spontanées et induites comptées pour le grain). Pour cette étude j'ai choisi d'utiliser le calcul des âges centraux des échantillons, qui est actuellement la méthode de calcul la plus utilisée.

Dans le calcul d'un âge traces de fission, il est important de prendre en compte la dispersion des âges des grains. Le calcul du paramètre de dispersion passe par le calcul de l'âge central (Galbraith et Laslett, 1993) qui permet de l'exprimer en pourcentage. On considère, que si ce paramètre est inférieur à 15 %, on est en présence d'une seule population de grains. Il est possible que ce paramètre soit supérieur à 15 % dans un échantillon de roche ignée si le refroidissement est lent à cause des différentes cinétiques de recuit (voir ci-dessous). Le test du χ^2 permet également de tester l'homogénéité des âges des grains (Green, 1981 ; Galbraith et Laslett, 1993). Exprimé en terme de probabilité ($P(\chi^2)$ en %), il est établi en comparant le nombre de traces spontanées et induites au nombre attendu pour une distribution poissonnienne. On considère que si la probabilité est inférieure à 5 %, l'échantillon comporte plusieurs populations de grains et plus la valeur est proche de 100 %, plus la dispersion des âges sur les grains est faible.

2.2.2. *Notions de recuit*

Les lésions occasionnées dans le réseau cristallin à la suite de la fission spontanée de ^{238}U sont instables et susceptibles d'être cicatrisées par une réorganisation du réseau. Cette cicatrisation est appelée recuit et est liée à des processus de diffusion des atomes dans le réseau cristallin. Comme tous les processus de diffusion, cette réorganisation est très fortement influencée par la température. L'effet le plus important du recuit est le raccourcissement progressif des traces latentes (Green et al., 1986 ; Carlson, 1990). Or, de la longueur des traces dépend la probabilité d'intersection avec une section ; avec le recuit la densité de traces observables sur cette surface est donc réduite, entraînant le rajeunissement de l'âge apparent de l'échantillon (Green, 1988). Si ce processus peut être à l'origine d'une sous-estimation systématique de l'âge de l'échantillon, de nombreuses études expérimentales ont permis de comprendre les modalités de ce recuit et de l'utiliser comme un marqueur de l'histoire thermique des roches.

Ainsi Gleadow et Duddy (1981) et Naeser (1979 ; 1981) étudièrent le recuit des traces de fission, en comparant des mesures d'âges et la distribution des longueurs de traces sur des apatites prélevées à différentes profondeurs dans des forages.

Comme le montre la Figure 19, ces études montrent, qu'au-delà d'une température de $120 \pm 10^\circ\text{C}$, le recuit est total pour l'apatite. C'est-à-dire qu'au-dessus de cette température, le recuit est plus rapide que la production de traces et on obtient alors un âge traces de fission toujours à zéro. On peut également observer que la longueur moyenne des traces diminue de façon non linéaire avec l'augmentation de la température. Ainsi, le recuit est très faible en dessous de 60°C et augmente de façon remarquable entre 60 et 120°C , constituant la PAZ (Partial Annealing Zone, zone de recuit partiel) (Naeser, 1979 ; Wagner, 1979).

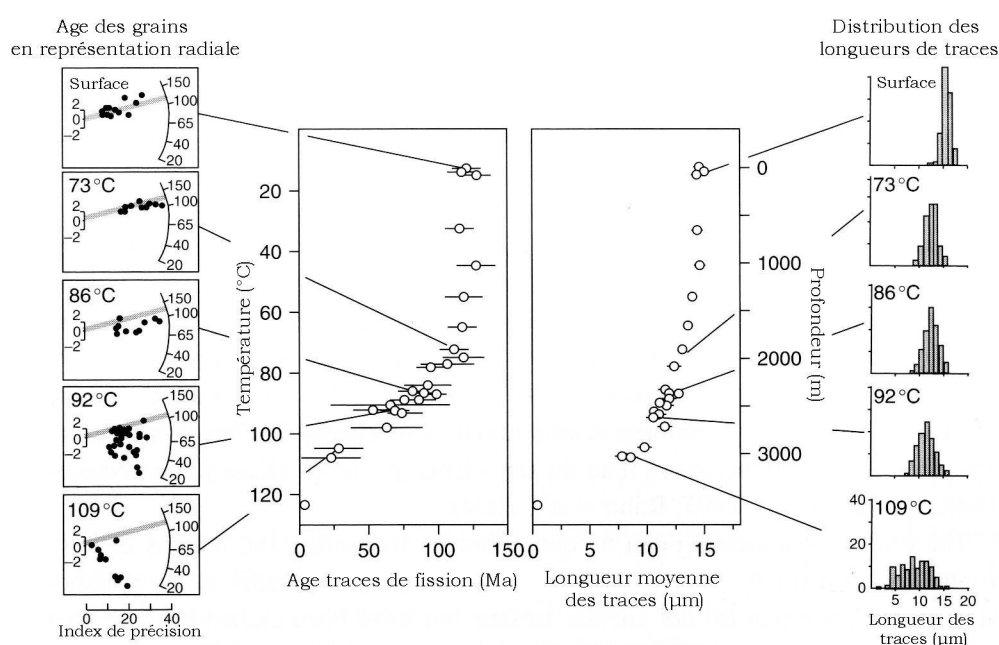


Figure 19 : Représentation graphique de la variation des âges traces de fission et de la longueur des traces sur apatite avec la température en forage dans le bassin d'Otway dans le Sud-est de l'Australie. L'âge stratigraphique de tous les échantillons est ~ 120 Ma (bande grise dans les représentations radiales des âges à gauche). On remarque que la dispersion des longueurs et des âges des grains augmente avec la température. Modifié de Braun et al. (2006) et Gallagher et al. (1998) avec des données de Gleadow et Duddy (1981), Green et al. (1989a) et Brown et al (1994).

Si la température est le facteur le plus important, le recuit n'est pas régi seulement par celui-ci. La vitesse de recuit est fonction de plusieurs paramètres tels que la composition chimique ou l'orientation des traces par rapport à l'axe-C du minéral parallèle à son allongement. En effet, des études de laboratoire ont montré que plus l'apatite est riche en chlore, moins le recuit est rapide (Green et al., 1986 ; Carlson et al., 1999 ; Barbarand et al., 2003). De la même façon, on remarque que les traces

de fissions perpendiculaires à l'axe-C du minéral ont un recuit plus rapide que celles parallèles à l'axe-C (Green et al., 1986 ; Donelick et al., 1999). La mesure de la largeur moyenne des traces à l'intersection avec la surface interne (D_{par}) peut être utilisée pour contraindre la variation de la cinétique de recuit liée à ces paramètres de composition et de structure (Ketcham et al., 1999 ; Barbarand et al., 2003).

Pour estimer les effets du recuit, on mesure la longueur des traces horizontales confinées (Figure 18). Ces traces sont parallèles à la surface polie du minéral et ne la recoupent pas ; elles sont révélées car elles traversent une autre trace ou une fracture, ce qui permet le passage de l'acide révélant les traces. Comme les traces sont formées de façon continue dans le minéral, chacune d'entre elles représente une partie de l'histoire thermique de celui-ci. Ainsi, la distribution des longueurs de traces d'un échantillon renseigne sur son histoire thermique en dessous de 120°C. Cette technique est très intéressante pour contraindre les vitesses de refroidissement au cours du temps, mais il faut pouvoir mesurer un grand nombre de traces (> 50). Ceci rend la technique difficile à mettre en œuvre lorsque la densité de traces spontanées est faible.

Certains auteurs se sont penchés sur la question de la cinétique du recuit des traces de fission dans l'apatite et ont déterminé des lois empiriques permettant de la représenter (Laslett et al., 1987 ; Crowley et al., 1991 ; Ketcham et al., 1999). Ces études ont permis de déterminer de façon quantitative la relation entre la distribution de la longueur des traces et l'histoire thermique de la roche. Ainsi, différents modèles de quantification du recuit, basés sur des expériences en laboratoire, se sont succédés au fur et à mesure de l'avancée de la technique (Green et al., 1989b ; Gallagher, 1995 ; Ketcham et al., 1999 ; Ketcham, 2005 ; Ketcham et al., 2007a). Basées sur ces modèles de recuit, des solutions informatiques ont vu le jour et permettent de construire des trajets temps/température théoriques cohérents avec les données acquises sur un échantillon. Dans cette étude, nous avons utilisé *HeFTy* (v1.3) (voir plus bas) développé par Ketcham et al. (1999 ; 2005 ; 2007b) qui utilise le modèle de recuit multi-cinétique le plus récent (Ketcham et al., 2007b).

2.2.3. Protocole analytique

Dans un souci d'homogénéité avec les résultats publiés, j'ai effectué mes analyses traces de fission suivant un protocole établi et très largement utilisé.

Après la séparation minérale, les grains sont coulés dans une résine d'époxy. Ils sont ensuite attaqués par une solution aqueuse de HNO_3 à 5.5 mol.l⁻¹ à 21°C pendant 20 secondes après polissage avec une poudre d'alumine à 0.3 μm .

On dispose ensuite le détecteur, constitué d'un mica à faible concentration d'uranium, sur la surface de la pastille. Les échantillons ainsi préparés, sont regroupés en pile dans laquelle sont placés à chaque extrémité un dosimètre et un standard Fish Canyon et/ou Durango. Cet ensemble est ensuite envoyé sous forme de navette au réacteur ORPHEE au Centre d'Études Nucléaire de Saclay, pour une irradiation dont la fluence nominale est $\sim 5.10^{15}$ neutrons.cm⁻².

Une fois de retour au laboratoire, les détecteurs de mica sont ôtés des pastilles et les traces induites par l'irradiation sont révélées par une attaque avec une solution d'HF à 48% à 20 °C pendant 18 min. La pastille contenant les grains d'apatite ainsi que le détecteur sont ensuite déposés sur une lame de verre pour permettre le comptage. Celui-ci s'effectue sous un microscope, à grossissement 1250 x, doté d'une platine automatique gérée par ordinateur permettant, après référencement, de retrouver précisément la surface d'analyse pour chaque grain dans son image sur le mica détecteur et de compter les traces induites correspondantes (Dumitru, 1993).

Pour mesurer la longueur des traces confinées, on place la pastille après polissage et attaque sous le même grossissement que pour la datation. En utilisant un curseur LED (Light-Emitting Diode) et une tablette digitale calibrée, on peut alors mesurer la longueur des traces confinées et les largeurs moyennes de l'intersection des traces avec la surface polie parallèle à l'axe C (Dpar).

2.3. (U-Th)/He sur Apatite et Zircon

2.3.1. Principe fondamental

La méthode de datation (U-Th)/He est basée sur l'accumulation de ⁴He dans les minéraux produit par la décroissance radioactive par rayonnement α de l'uranium (²³⁸U et ²³⁵U), du thorium (²³²Th) et dans des proportions moins importantes du samarium (¹⁴⁷Sm). L'He est accumulé dans ces minéraux en dessous de leur température de fermeture lors de la désintégration dans les suites de réactions menant des isotopes pères aux isotopes fils (Figure 20 pour ²³⁸U). Cette méthode a été le premier procédé de datation géochronologique. Élaborée au début du 20^e siècle, elle fut rapidement abandonnée car les âges obtenus étaient souvent bien plus jeunes que ceux donnés par le système U-Pb. Les travaux de Hurley (1954) montrent que l'He diffuse dans les roches et écartent cette méthode (Hurley et al., 1956).

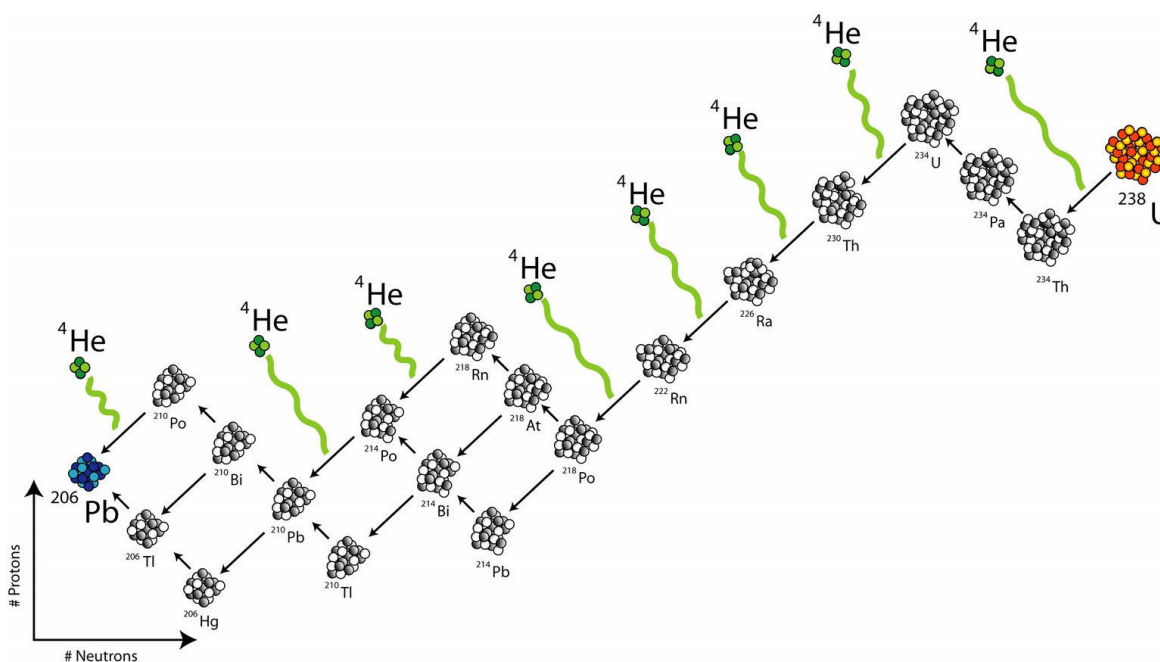


Figure 20 : Chaîne de désintégration de ^{238}U où chaque atome d'He produit correspond à un rayonnement α .

Zeitler et al. (1987) sont les premiers à proposer que les âges He puissent être associés à des âges de refroidissement. Les travaux entrepris par Farley et al. (2000) et Wolf et al. (1996 ; 1998) sur des expériences de diffusion montrent que le thermochronomètre (U-Th)/He sur apatite est sensible à des températures supérieures à 40°C avec une température de fermeture vers ~75°C à l'échelle des temps géologiques. A plus haute température, la diffusion permet l'échappement de l'He hors du minéral plus rapidement qu'il n'est produit par désintégration. En conséquence les âges (U-Th)/He sur apatite (AHe) renseignent sur les derniers stades de refroidissement dans la partie supérieure de la croûte à plus faible température que l'AFT. Des études plus récentes ont permis de déterminer également la température de fermeture du thermochronomètre (U-Th)/He pour le zircon (ZHe), qui est comprise entre 160 et 200°C (Reiners et al., 2002 ; Reiners et al., 2004) et la titanite comprise entre 190 et 220°C (Reiners et Farley, 1999). Néanmoins, comme nous pouvons le voir sur la Figure 21, les températures de fermeture de ces minéraux sont fonction de la taille des grains et de la vitesse de refroidissement. On constate que plus le grain est gros et plus la vitesse de refroidissement est rapide, plus la température de fermeture est élevée. Cette température est également systématiquement plus élevée pour les systèmes traces de fission que (U-Th)/He sur les mêmes minéraux.

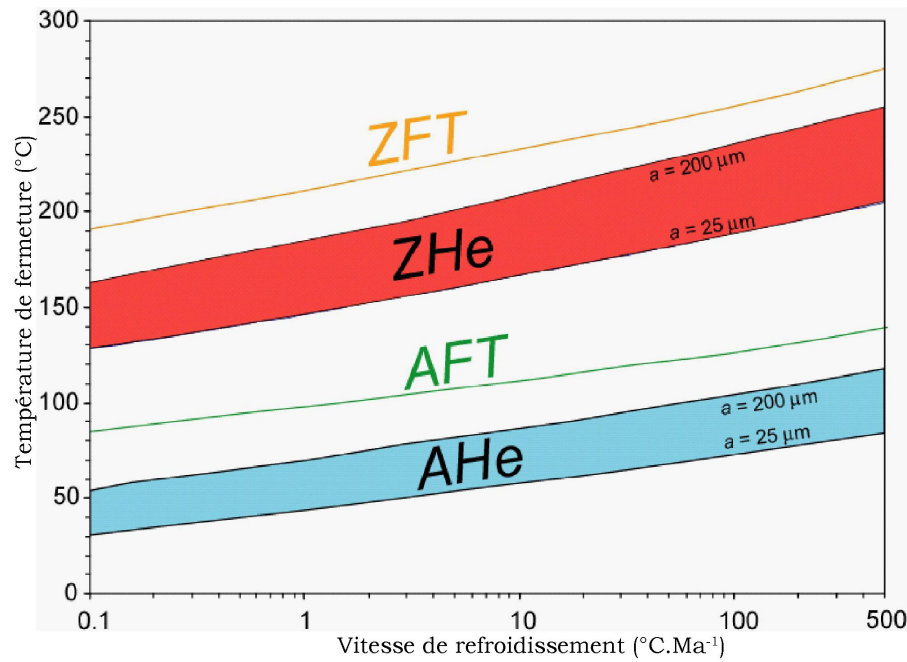


Figure 21 : Evolution des températures de fermeture du système (U-Th)/He sur apatite (AHe) et zircon (ZHe) en utilisant respectivement les données de Farley (2000) et Reiners et al. (2004) en fonction de la vitesse de refroidissement et de la taille des grains. On voit que les températures de fermeture du système traces de fission sur apatite (AHe) et zircon (ZHe) sont systématiquement supérieures à celle du système (U-Th)/He sur les mêmes minéraux. Modifié de Reiners (2005).

De plus, afin de mieux contraindre la diffusion de l'He dans les minéraux, des expériences de chauffage par paliers ont été menées pour l'apatite (Farley, 2000), le zircon (Reiners et al., 2002) et la titanite (Reiners et Farley, 1999). La diffusion de l'He dans l'apatite est relativement simple et suit un comportement de type Arrhenius (suivant la loi empirique d'Arrhenius qui décrit la variation de la vitesse d'une réaction chimique en fonction de la température) en estimant que le domaine de diffusion est l'ensemble du grain. Ce comportement permet de définir une zone de rétention partielle (Partial Retention Zone : PRZ) de l'He, pour l'apatite entre 40 et 70 °C (Farley, 2000).

Dans le cas du zircon la diffusion de l'He a un comportement plus complexe et Reiners (2002) montre que la diffusion est différente dans les phases de chauffage et de refroidissement. Une comparaison entre des âges (U-Th)/He et l'histoire thermique dérivée de mesures ^{40}Ar - ^{39}Ar (Reiners et al., 2004), montre que la température de fermeture du zircon pour l'He se situe aux alentours de 200 °C.

La formule représentant la quantité d' ^4He accumulé au cours du temps s'écrit :

$${}^4He = 8 {}^{238}U(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 {}^{235}U(e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6 {}^{232}Th(e^{\lambda_{232}t} - 1) + {}^{147}Sm(e^{\lambda_{147}t} - 1) \quad (5)$$

où 4He , ${}^{238}U$, ${}^{235}U$, ${}^{232}Th$, ${}^{147}Sm$ sont les quantités de ces isotopes mesurées dans l'échantillon à l'actuel ; t est l'âge He ; λ la constante de désintégration de chaque isotope. La constante précédant les quantités en U et Th est égale au nombre de particules α émises lors d'une chaîne de désintégration. On ne mesure pas la quantité directe en ${}^{235}U$ mais on utilise le rapport ${}^{238}U/{}^{235}U$, qui est stable et égal à 137,88. L'équation (5) devient alors :

$${}^4He = 8x {}^{238}U(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7x \frac{{}^{238}U}{137,88}(e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6x {}^{232}Th(e^{\lambda_{232}t} - 1) + {}^{147}Sm(e^{\lambda_{147}t} - 1) \quad (6)$$

Cette équation n'est vérifiée que si l'on considère que la présence d'He initial est négligeable devant la production par désintégration à l'intérieur du minéral. Cette condition est la plupart du temps vérifiée car la grande diffusivité de l'He permet de faire l'hypothèse qu'avant d'atteindre la température de fermeture, tout l'He qui a été produit s'est échappé du minéral. De plus, il est relativement rare dans l'environnement extérieur, la concentration d'He dans l'atmosphère étant seulement de 5 ppm par exemple. Cependant, deux facteurs principaux peuvent induire un biais dans la mesure de l'âge He : l'éjection α et la présence d'inclusions riches en U et Th. Les particules α sont émises lors de la désintégration avec une certaine énergie cinétique les projetant à travers le réseau cristallin (Farley, 2002). La longueur de ce trajet à travers le réseau cristallin dépend de la réaction dont la particule est issue mais est en moyenne de l'ordre de 20 μm et les particules sont donc potentiellement éjectables hors du minéral. Cet effet est à l'origine d'une perte d'He dans le cas de l'éjection de la particule mais il n'est pas exclu que le minéral assimile des particules issues de minéraux voisins (Figure 22). Dans le premier cas, l'âge He sera rajeuni tandis que dans le second il sera surévalué. La zone d'éjection peut-être symbolisée par une sphère centrée sur la position de l'isotope père. Si cette sphère ne recoupe pas la bordure du minéral, la probabilité d'éjection de la particule est nulle. Si au contraire elle recoupe la bordure du minéral, la probabilité d'éjection est non nulle et égale au maximum à 0,5, si l'isotope père est placé sur la bordure du minéral. Ce biais peut être corrigé grâce à un modèle numérique de correction α (Farley et al., 1996) qui prend en compte un modèle simplifié de la géométrie du grain et dans lequel on considère que la distribution des éléments pères est homogène. Une solution plus élaborée, proposée par Meesters et Dunai (2002b ; 2002a), permet d'estimer cette correction pour une géométrie réelle et une distribution

d'uranium hétérogène dans le minéral. Pour estimer cette correction, il faut de toute façon mesurer la taille des grains que l'on veut dater. De plus, on choisira des grains de plus de 80 μm de large pour que la correction ne soit pas trop importante. La correction- α (Ft) est appliquée directement à l'âge He mesuré.

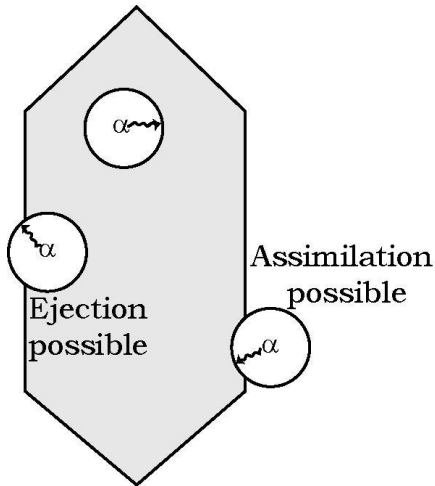


Figure 22 : Une représentation schématique de l'éjection- α . Trois situations sont présentées dans ce schéma : soit la particule peut être éjectée, soit elle ne peut pas être éjectée ou encore elle peut provenir d'un minéral ou de la matrice de la roche. Le cas de l'assimilation n'est significatif que si les minéraux environnants sont riches en U-Th ou que l'apatite est pauvre en U-Th. Pour le zircon cette part d'erreur est toujours négligeable car la teneur en U-Th de l'environnement est toujours relativement faible comparé au Zircon. Repris de Farley (2002) et Braun et al. (2006).

Le deuxième biais peut être induit par la présence d'inclusions riches en U-Th (comme des zircons) dans les apatites. Ces inclusions participent à la production d' ^4He dans l'apatite. Cependant, elles ne sont pas dissoutes lors de l'attaque chimique utilisée pour les apatites afin de mesurer la concentration en U, Th et Sm au spectromètre de masse. L'âge He est par conséquent surévalué pour les grains présentant ce type d'inclusions. Il est donc très important de choisir les grains à dater avec précaution.

2.3.2. Protocole analytique

Pour ce travail, j'ai utilisé la méthode (U-Th)/He sur zircon et apatite, ces thermochronomètres me permettant d'encadrer l'âge de fermeture des traces de fission sur apatite. Toutes les datations (U-Th)/He ont été effectuées à Tucson (Université d'Arizona) sous la direction de Peter Reiners et son équipe, dans le cadre du Helium Dating Workshop at Arizona (HeDWaAz) 2007. Les âges obtenus ont été mesurés sur deux aliquotes mono grains par échantillon.

Après séparation, les grains sont sélectionnés sous lumière polarisée et analysée, dans l'alcool et à l'aide d'une loupe binoculaire. Cette étape est la plus importante pour les grains d'apatite. Comme nous l'avons vu plus haut, il ne faut pas que le grain daté comporte d'inclusions riches en U et Th tel que le zircon, la monazite ou même une inclusion fluide. La largeur doit également être supérieure à 80 μm . Après cette sélection, la taille des grains est mesurée (Figure 23) et ils sont placés

dans des tubes de niobium (Nb) et de platine (Pt) respectivement pour les zircons et les apatites.

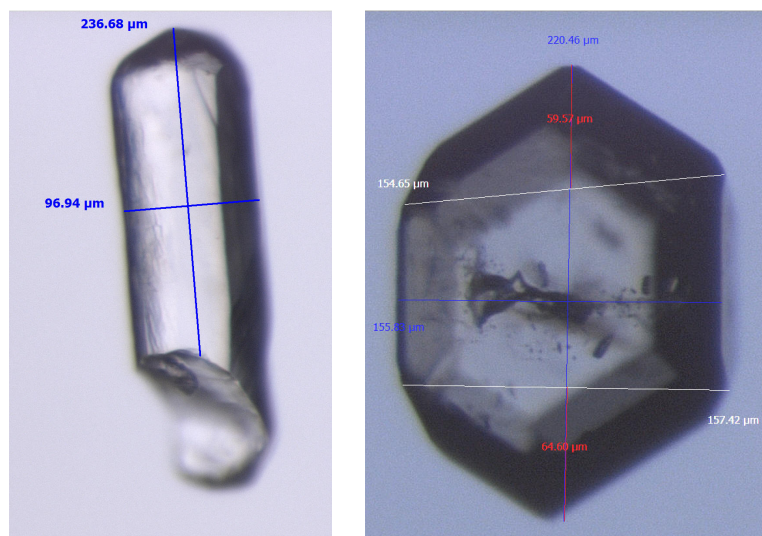


Figure 23 : Photo et mesure de grain de zircon et d'apatite avant leur mise en place dans les tubes de Nb et Pl. A gauche : apatite dont une terminaison est cassée (échantillon PK06-42). A droite : zircon (échantillon PPK05-16). Ces minéraux sont tous deux vus à la loupe binoculaire.

L'extraction de l'He se fait sous vide par chauffage au laser durant lequel les enveloppes de Nb et de Pt jouent le rôle de petits fours, répartissant une chaleur homogène de l'ordre de 1000°C à l'ensemble du grain. Cette opération dure 5 minutes pour les apatites et 15 pour les zircons. Les gaz émis sont purifiés par cryogénisation après l'ajout d'un spike de ^3He dont la quantité est connue, puis le contenu en He est mesuré par spectrométrie de masse quadripolaire. Pour chaque grain, l'opération d'extraction est répétée au moins une fois afin d'être sûr que tout l'He soit extrait. De plus, la présence d'He en quantité suffisamment importante à la deuxième extraction (>5 % de la première extraction) est une bonne indication, dans le cas d'apatite, de la présence d'une inclusion riche en U-Th non détectée à la sélection.

Après extraction, les cristaux et leurs enveloppes sont plongés dans une solution acide afin de dissoudre les grains. A la solution obtenue est ajouté un standard (spike) de ^{233}U et de ^{229}Th pour les zircons et apatites et de ^{147}Sm seulement pour les apatites. Les teneurs en U, Th et Sm sont ensuite mesurées par spectromètre de masse à plasma. Cette méthode permet de mesurer la concentration de l'U, du Th, du Sm et de l'He sur le même grain et élimine les imprécisions liées à l'hétérogénéité d'un grain à l'autre.

3. Modélisations

Pour comprendre les interactions entre la tectonique et l'érosion qui régissent l'évolution de la plupart des surfaces orogéniques, il est indispensable d'en définir les caractéristiques thermiques et leur évolution morphologique au cours du temps. Pour ce faire, j'ai utilisé deux approches différentes de modélisation:

- ∞ La combinaison de plusieurs thermochronomètres grâce à un programme informatique (*HeFTy*) (Ketcham, 2005), m'a offert la possibilité de reconstruire l'histoire thermique de façon ponctuelle à la surface du plateau de Deosai et sur ses bordures.
- ∞ Le modèle *Pecube* (Braun, 2003) m'a permis de définir les modalités de l'évolution de la morphologie de Deosai au cours du temps sur une partie de sa surface. Ceci s'est fait grâce au test de différents scénarii simples de surrection des roches et d'érosion par modélisation directe ainsi que par inversion.

Avant de continuer, j'aimerais définir certains termes dont l'interprétation peut varier mais est essentielle à la compréhension de mon analyse. Les définitions suivantes sont apporté par l'étude de England et Molnar (1990) :

- ∞ Érosion : processus de surface responsable de la dégradation des roches et conduisant au déplacement de matériel géologique.
- ∞ Incision : création d'une dénivelée négative par rapport à une surface d'origine à une altitude donnée. Celle-ci se fait sous l'effet d'une vitesse d'érosion plus forte que la vitesse de surrection des roches.
- ∞ Surrection : peut se faire par tectonique ou ajustement lithostatique (rebond isostatique) et on distingue deux types de surrection : la surrection de la surface et la surrection des roches. Elles sont toutes les deux définies par le gain d'altitude, soit de la surface soit des roches, par rapport un point fixe. La surrection des roches est donc indépendante de celle de la surface. Si la vitesse d'érosion est égale à la vitesse de surrection des roches alors la surface reste à altitude constante et il n'y a alors pas de surrection de surface. Dans ce cas nous observons une érosion dite à l'équilibre. Dans le cas d'une vitesse d'érosion plus forte que la vitesse de surrection des roches, nous observons une perte d'altitude (l'incision) dont la vitesse est égale à la vitesse d'érosion moins la vitesse de surrection. Enfin si au contraire la vitesse d'érosion est moins rapide que celle de la surrection des roches alors nous obser-

vons un soulèvement de la surface, c'est-à-dire une surrection de la surface.

- ∞ Exhumation : signifie le rapprochement des roches par rapport à la surface. L'exhumation est également de deux types : elle peut-être tectonique ou érosive. L'exhumation tectonique ce fait grâce à une extension créant la place nécessaire à l'exhumation des roches. L'exhumation érosive se fait par le décapage des roches de la surface amenant les roches qui sont en dessous à se rapprocher de celle-ci ; ce type d'exhumation est appelé également dénudation. Dans le cadre de mon travail je ne parlerai principalement que d'exhumation érosive c'est pourquoi je considérerai les termes exhumation et dénudation comme synonymes. Dans le cas de l'exhumation érosive c'est la vitesse d'érosion qui contrôle la vitesse d'exhumation. Par exemple, dans le cas d'une exhumation à l'équilibre, la vitesse d'exhumation est égale à la vitesse d'érosion elle-même égale à la vitesse de surrection des roches. Indépendamment de ceci, la vitesse d'exhumation est égale à celle de la surrection des roches moins la vitesse de soulèvement de la surface.

3.1. Modélisation de l'histoire thermique

HeFTy (Ketcham, 2005) est un programme permettant de modéliser par inversion un ensemble de chemins temps/température à partir de données analytiques de thermochronologie de basse température. En 2000, Ketcham et al. proposent d'abord une première solution appelée AFTsolve, ne prenant en compte que le thermochronomètre traces de fission sur apatite (AFT). Celle-ci évolue jusqu' à *HeFTy*, permettant de prendre en compte, pour un même échantillon, des données issues des méthodes de datation (U-Th)/He sur apatite (AHe) et zircon (ZHe) (Ketcham, 2005 ; Ketcham et al., 2007b) en plus des données AFT. Comme d'autres solutions proposées avant pour les problèmes inverses en thermochronologie, *HeFTy* est basé sur :

- ∞ Un modèle théorique de recuit des traces de fission et de diffusion de l'He, qui prédit comment les systèmes évoluent au cours du temps et en fonction de la température.
- ∞ Un algorithme permettant le calcul de l'évolution continue du modèle sur un trajet temps/température.
- ∞ Un moyen statistique pour comparer les prédictions du modèle aux mesures et de décider si l'histoire testée reproduit les observations de

façon satisfaisante : test de Kolmogorov-Smirnov détaillé dans Ketcham et al. (2000)

- ∞ Un moyen de visualisation d'un ensemble d'histoires thermiques possibles et cohérentes avec les données dont la Figure 24 est un exemple.

L'ensemble de cette méthode et des modèles théoriques utilisés pour le calcul est détaillé dans plusieurs articles (Ketcham et al., 2000 ; Ketcham, 2005 ; Ketcham et al., 2007b).

Pour cette étude, je n'ai essayé de modéliser que les histoires thermiques d'échantillons dont je disposais de données issues de différents thermochronomètres. *HeFTy* permet de choisir différents modèles de recuit des traces de fission et de diffusion de l'He. Pour le recuit des traces, j'ai choisi d'appliquer le dernier modèle de Ketcham et al. (2007a) pour l'ensemble des échantillons. Celui-ci permet de choisir les modalités de l'attaque chimique des apatites pour la révélation des traces. Les modèles que j'ai choisi pour la diffusion de l'He sont ceux de Farley (2000) pour l'apatite et de Reiners et al. (2004) pour le zircon. J'ai également entré les âges He déjà corrigés pour l'éjection- α suivant le modèle de Farley et al. (1996).

Comme le montre la Figure 24, afin d'être le plus objectif possible et surtout de tester le plus grand nombre de modèles possibles dans un espace temps/température défini, j'ai utilisé deux approches différentes. En premier lieu, *HeFTy* permet de construire un modèle simplifié (Figure 24 A) qui est automatiquement comparé aux données et rend possible la restriction de l'espace à explorer pour que le calcul soit plus rapide (Figure 24 B). Le résultat de la modélisation montre donc un ensemble de chemins temps température, conformes aux données, qui doivent passer dans les boîtes de contraintes définies au préalable (Figure 24 C). La deuxième approche consiste à peu contraindre la modélisation et lui laisser la possibilité d'explorer la totalité de l'espace temps/température (Figure 24 D). Cette deuxième approche est plus longue, car le nombre de modèles testés est plus grand, mais l'influence de l'opérateur sur le résultat est moins significative.

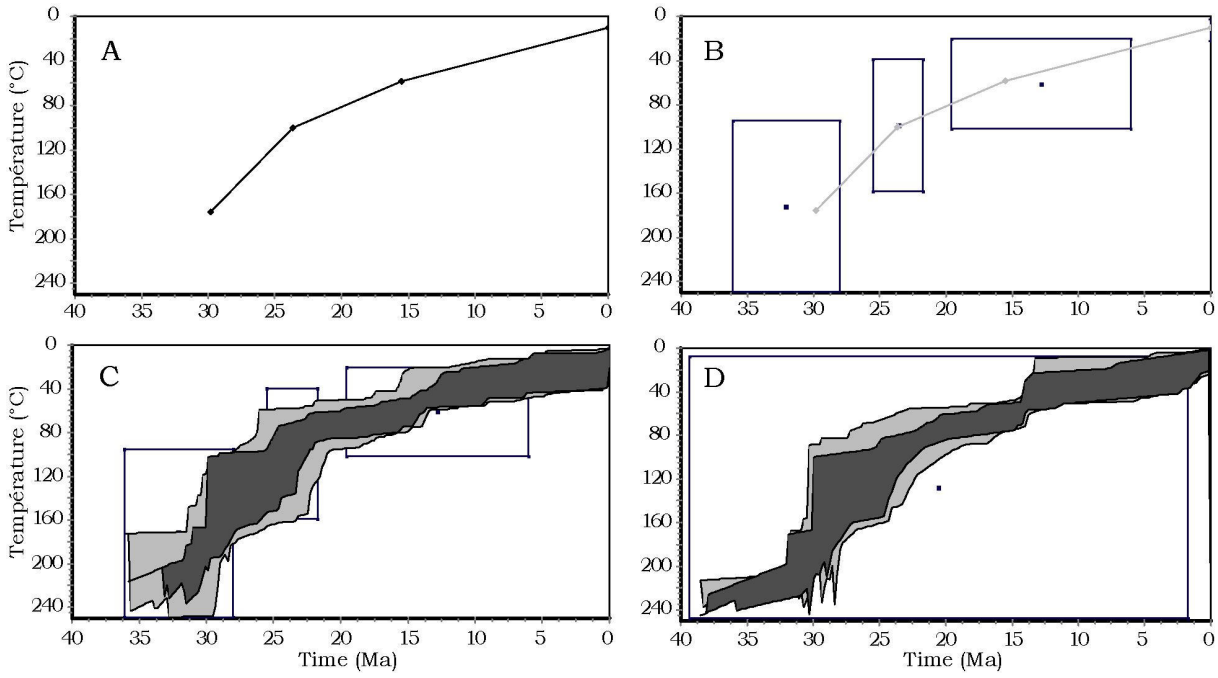


Figure 24 : Approches de modélisation de chemin temps/température par HeFTy (échantillon Pk06-54 partie est de Deosai). A) Création d'un modèle simplifié conforme aux données et représenté par la courbe noire en trois segments. B) En gris le modèle simplifié. Les boîtes bleues représentent l'espace temps/température contraint pour la modélisation et déduit du modèle simplifié. C) Ensemble d'histoires thermiques répondant à une probabilité de Kolmogorov-Smirnov (K-S) de 0,05 en gris clair et de 0,5 en gris foncé respectivement « acceptable fit » (corrélation acceptable) et « good fit » (corrélation bonne). D) Un seul espace de contraintes, boîte bleue, moins restrictif que ceux de la modélisation précédente. La symbolique utilisé pour les ensembles d'histoires thermiques est la même. Dans ce dernier cas, l'espace temps/température à explorer pour la modélisation est plus grand, l'influence de l'opérateur sur les résultats est donc moins grande.

3.2. Modélisation thermo-cinématique

Pecube (Braun, 2003) est un modèle à éléments finis de résolution de l'équation du transport de la chaleur en 3D. Il a pour but de définir la structure thermique sous la surface de la partie supérieure de la croûte dont la morphologie évolue au cours du temps par le biais de la tectonique et de l'érosion. Il est ainsi possible de prédire les âges de différents thermochronomètres affectés par l'exhumation et/ou l'érosion des roches.

L'équation de transport de la chaleur en 3D s'écrit :

$$\rho c \left(\frac{\delta T}{\delta t} + v \frac{\delta T}{\delta z} \right) = \frac{\delta}{\delta x} k \frac{\delta T}{\delta x} + \frac{\delta}{\delta y} k \frac{\delta T}{\delta y} + \frac{\delta}{\delta z} k \frac{\delta T}{\delta z} + \rho A \quad (7)$$

où $T(x,y,z,t)$ est la température, ρ la densité des roches, c la capacité de chaleur, k la conductivité des roches, A la production de chaleur et v la vitesse verticale des roches. Cette équation doit être résolue pour une température initiale égale à

$$T_0 = T_0(x, y, z, t = 0)$$

et un jeu de conditions aux limites

$$T(x, y, z = -L, t) = T_1$$

$$T(x, y, z = S(x, y, t), t) = T_{MSL} + \beta S$$

$$\frac{\partial T}{\partial n} = 0 \text{ le long des limites de côté}$$

où $S(x,y,t)$ l'altitude de la surface par rapport au niveau de la mer et variant en fonction du temps et de la position, T_1 la température à la base du modèle située à $z = -L$, T_{MSL} température de référence au niveau de la mer, β le gradient de température atmosphérique. Dans l'équation (7), nous n'incluons qu'un terme d'advection verticale car généralement nous n'avons pas l'évidence d'importants mouvements latéraux provoquant une perturbation thermique.

Pour effectuer le calcul, le bloc crustal, défini par une épaisseur $z = -L$ + la topographie et l'extension x, y de la surface, est divisé en élément finis de forme prismatique triangulaire ou rectangulaire. L'utilisation de ces deux types de formes permet à une géométrie complexe de la surface d'être connectée à la base plate (où la température est imposée dans le paramétrage du modèle). Comme dans la réalité, ce bloc crustal est soumis au rebond isostatique lié à l'érosion ou chargement de sa surface. Afin de modéliser ce rebond, le bloc est également défini par des paramètres physiques et mécaniques: l'épaisseur élastique T_e (en km ; définis sa rigidité), la densité de la croûte ρ_c et du manteau ρ_m (en kg.m^{-3}), le module de Young Y (Pa ; définis son élasticité) ou encore le coefficient de Poisson ν (défini sa contraction). La réponse isostatique à l'érosion ou au chargement est donnée par l'équation de la flexure :

$$D\nabla^4 w_{(x,y)} = E_{(x,y)}\rho_c - \rho_m g w_{(x,y)} \quad (8)$$

où x et y sont les coordonnées spatiales horizontales, w est la déflexion isostatique, $E_{(x,y)}$ est la quantité de matériel érodé ou chargé et g ($9,8 \text{ m.s}^{-2}$) est l'accélération de la gravité (les autres termes sont définis ci-dessus). D est la rigidité flexurale de la lithosphère définie par :

$$D = \frac{YT_e^3}{12(1-\nu^2)} \quad (9)$$

Pour la flexure bidimensionnelle d'une plaque élastique dont l'épaisseur élastique est constante, l'équation (8) peut être résolue dans le domaine fréquentiel (Nunn et Aires, 1988 ; Watts, 2001) :

$$w_{(k)} = \frac{\rho_c E_{(k)}}{\rho_m g(1 + C)} \quad (10)$$

où k est le nombre d'ondes, $C = Dk^4/r_m$, et les autres notations sont données pour l'équation (8). Donc la réponse isostatique peut être calculée en résolvant l'équation (10) après une transformée de Fourier de la distribution spatiale de l'érosion et du chargement ($E_{(x,y)} \rightarrow E_{(k)}$), suivie par une transformée de Fourier inverse sur la deflection ($w_{(k)} \rightarrow w_{(x,y)}$).

Enfin, à chaque itération, le modèle résout l'équation de transport de la chaleur en tout point suivant un scénario contraint par l'opérateur et défini par : la période de modélisation (en Ma) et un nombre de phases dont la durée est variable ainsi qu'une vitesse de surrection des roches (en km.Ma⁻¹) et une topographie (définie par un facteur entre 0 et 1, où 1 équivaut à la topographie actuelle et 0 à un plateau dont l'altitude est égale soit à l'altitude maximale, soit à l'altitude moyenne de la surface) pour chacune de ces phases.

Pour tout scénario, *Pecube* prédit un chemin temps/température pour chaque nœud à la surface de la maille d'éléments finis. Grâce à ces chemins temps/température, les âges apparents de différents thermochronomètres peuvent être calculés pour chaque point de la surface, suivant les procédures et les valeurs de paramètres données par Farley (2000), Reiners et al. (2004) et Wolf et al. (1998) pour les méthodes (U-Th)/He sur apatite et zircon et Stephenson et al. (2006) pour la méthode traces de fission sur apatite. Une fois ces âges prédits, *Pecube* permet de les comparer aux âges observés sur des échantillons prélevés à la surface et calcule un « misfit » égal à :

$$X = \sqrt{\sum \frac{(obs - prd)^2}{er^2}}$$

où X est le misfit ; *obs* est la valeur observée ; *prd* la valeur prédite par le modèle ; *er* l'erreur sur la valeur observée. Ce misfit teste l'écart entre les âges observés et prédits, plus sa valeur est grande, plus l'écart est important entre les âges, donc moins le modèle est compatible avec les données observées.

Communément, le modèle *Pecube* est utilisé en sens direct, en faisant varier le scénario et/ou certains paramètres physiques, en essayant de réduire le misfit à chaque run. Cependant, il est difficile en utilisant cette méthode, de tester un nom-

bre important de scénarii. Braun et Robert (2005), Herman et Braun (2006) et dernièrement Valla et al. (en prép.) ont mis au point un code d'inversion permettant de tester un grand nombre de modèles, et basé sur la réduction du misfit à chaque itération. Ce code utilise un modèle d'inversion non linéaire, par un algorithme d'exploration d'espace appelé Neighbourhood Algorithm (NA ; résultat Figure 25) (Sambridge, 1999b, a).

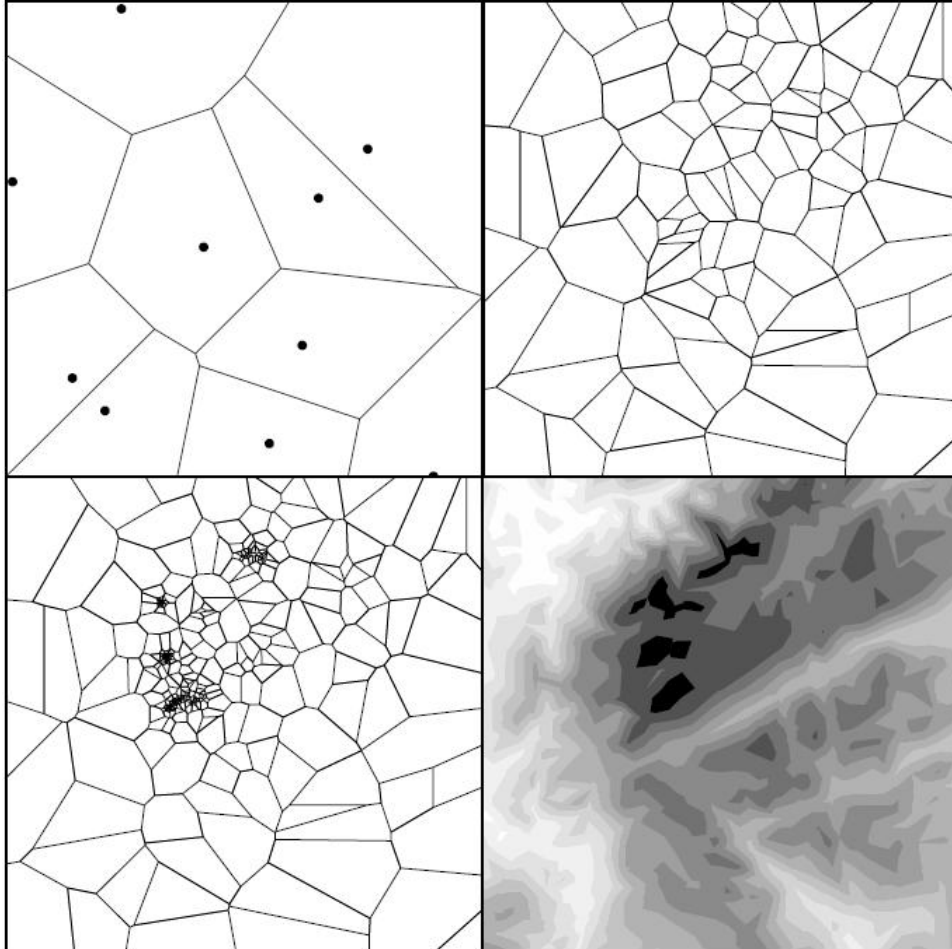


Figure 25 : Représentation de trois stades de recherche d'une valeur dans un espace par le NA. En haut à gauche, les 10 premiers points distribués de façon aléatoire dans l'espace et leur cellules de Voronoi correspondantes. En haut à droite, les cellules de Voronoi pour 100 points générés par le NA (après 10 itérations) et en bas à gauche pour 500 (après 50 itérations). En bas à droite, représentation des valeurs de misfit réelles de l'espace. Plus la couleur est foncée plus la valeur est proche de celle recherchée par le modèle (i.e. plus le misfit est faible). D'après Sambridge (1999b ; 1999a).

Pour cette inversion, on définit un espace de paramètres (physiques ou définissant les scénarios) borné et à n dimensions (n , étant le nombre de paramètres que l'on veut faire varier). Le code choisit de façon aléatoire un nombre défini de points, qui

permettent de diviser l'espace en cellules de Voronoi (e.g. Figure 25). A chaque point choisi correspondent les valeurs des paramètres utilisés pour un modèle (un run), et pour une itération du code on calcule autant de modèles que de points choisis. Chaque modèle renvoie une valeur de misfit permettant d'écarter un nombre de points pour lesquels ces valeurs sont les plus élevées. Le nouvel espace est exploré et réduit de la même manière, et ainsi de suite. Le résultat est la convergence des points vers les valeurs de paramètres pour lesquelles les misfits sont les plus faibles et donc les modèles sont théoriquement les plus compatibles avec les données observées. Pour cette étude, à chaque essai d'exploration d'un espace de paramètres, nous avons choisi de faire entre 50 et 70 itérations de 100 modèles chacune en écartant les 50 moins bons, produisant ainsi entre 5000 et 7000 modèles convergeant vers de basses valeurs de misfit.

Chapitre IV : Exhumation et évolution morphologique dans le nord-ouest de l'Himalaya (état de l'art)



Vallée de Rama sur le flanc est du massif du Nanga Parbat.

1. Une exhumation contrastée	67
1.1. Massif du Nanga Parbat et Haramosh	70
1.2. La chaîne du Karakorum.....	73
1.3. L'arc Kohistan/Ladakh	74
1.4. Le massif du Tso Morari.....	76
2. La diversité morphologique du nord-ouest Himalaya.....	79
3. Conclusion.....	84

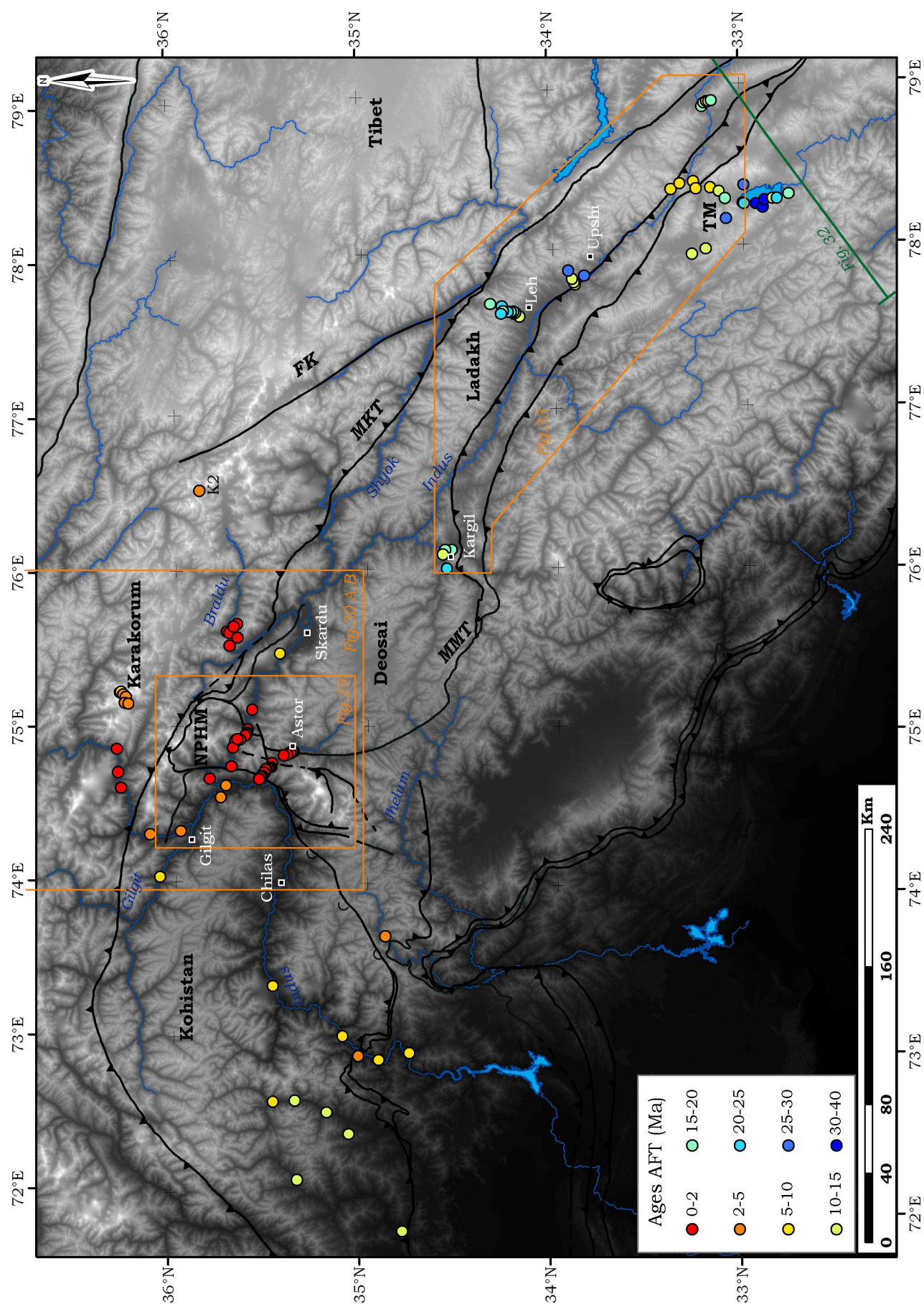
Comme nous l'avons déjà vu dans ce mémoire, les syntaxes de la chaîne de l'Himalaya ont beaucoup retenu l'attention de la communauté des géosciences cette dernière décennie car elles apparaissent comme étant des zones privilégiées dans l'étude des interactions entre tectonique et érosion (Zeitler et al., 2001b ; Finnegan et al., 2008). Dans la partie nord-ouest de l'Himalaya, les études se sont focalisées sur le massif du Nanga Parbat/Haramosh (NPHM : Nanga Parbat Haramosh Massif), qui s'exhume très rapidement (Burbank et al., 1996 ; Schneider et al., 2001 ; Zeitler et al., 2001a ; Koons et al., 2002) et, dans de plus faibles proportions, sur la chaîne du Karakorum (Poupeau et al., 1991 ; Foster et al., 1994 ; Krol et al., 1996 ; Mahéo, 2002 ; Mahéo et al., 2004b). Cependant, la syntaxe nord-ouest de l'Himalaya comporte aussi des zones de faible relief qui sont caractérisées par des vitesses d'exhumation plus lentes tel que le Kohistan (Zeitler, 1985) et qui sont beaucoup moins étudiées. La juxtaposition, sur une échelle spatiale relativement réduite, de telles différences morphologiques et d'histoires d'exhumations reste énigmatique et c'est autour de cette problématique que la suite de mon mémoire s'articulera. Le but de ce chapitre est d'exposer les études thermochronologiques et morphologiques réalisées jusqu'à présent et sur lesquelles je m'appuierai pour la suite de ce mémoire.

1. Une exhumation contrastée

La carte de la Figure 26 ne montre que la répartition des données traces de fission sur apatite (AFT) dans la littérature mais la plupart des échantillons ont fait l'objet d'analyses multiples, ainsi des données de thermochronologie ont été acquises sur différents systèmes et sont donc plus nombreuses que présenté. On constate que la partie nord-ouest de l'Himalaya, au sud-ouest de la faille du Karakorum, a été relativement bien étudiée d'un point de vue thermochronologique depuis plus d'une vingtaine d'années. Le Nanga Parbat, à cause de l'intérêt qu'il présente pour la compréhension des interactions entre l'érosion et la tectonique, a fait l'objet d'une attention particulière, notamment dans les vallées de l'Indus (au nord) et de la rivière Astor (au Sud) (Zeitler, 1985 ; Treloar et al., 2000). Quelques données renseignent également sur l'histoire d'exhumation de la chaîne du Karakorum (Zeitler, 1985 ; Foster et al., 1994 ; Mahéo, 2002). L'arc Kohistan/Ladakh est inégalement documenté mais comporte néanmoins quelques données de thermochronologie notamment au niveau du Kohistan (Zeitler, 1985 ; Treloar et al., 1989a ; Zeilinger et al., 2007) et de la partie indienne du Ladakh (Sorkhabi et al., 1994 ; Schlup et al., 2003 ; Kirstein et al., 2006 ; Kumar et al., 2007).

Comme nous le verrons dans la suite de ce paragraphe, l'ensemble des études thermochronologiques de la littérature montre que dans la partie nord-ouest de l'Himalaya la datation thermochronologique donne des âges contrastés. En effet, les reliefs du NPHM et de la chaîne du Karakorum sont marqués par des âges jeunes issus de différentes méthodes thermochronologiques (AFT <1 Ma pour le NPHM), tandis que l'arc Kohistan/Ladakh est caractérisé par des âges beaucoup plus vieux (≥ 10 Ma pour le système AFT). Ce contraste de datation implique des vitesses d'exhumation différentes de plus d'un ordre de grandeur.

Figure 26 : Représentation cartographique des données d'âges traces de fission sur apatite disponibles dans la littérature. La plupart de ces points d'échantillonnage ont permis l'acquisition d'âges provenant de différents thermochronomètres et pas seulement de celui des traces de fission sur apatite. Cette base de donnée multi méthodes montre une couverture inégale mais permettant néanmoins de rendre compte des vitesses d'exhumation contrastées dans la partie de l'Himalaya au sud-ouest de la faille du Karakorum. Abréviations : FK, Faille du Karakorum ; MKT, Main Karakorum Thrust ; MMT, Main Mantle Thrust ; TM, Tso Morari. En orange le cadre des Figure 29, Figure 30 et Figure 33 avec leur numéro correspondant. La ligne verte représente la trace de la coupe de la Figure 32. L'échantillonnage présenté est proposé par les études suivantes : Zeitler (1985), Treloar et al. (1989a), Foster et al. (1994), Sorkhabi et al. (1994), Treloar et al. (2000), Mahéo (2002), Schlup et al. (2003), Kirstein et al. (2006), Kumar et al. (2007), Zeilinger et al. (2007) et. La couleur des points est fonction de l'âge AFT proposé dans la littérature.



1.1. Massif du Nanga Parbat et Haramosh

Les premières données thermochronologiques publiées sur le massif du Nanga Parbat et Haramosh sont des données traces de fission sur apatite et zircon (respectivement 110 ± 10 et 240 ± 20 °C de température de fermeture), rapportées par Zeitler et al. (1982) et reprises dans leur ensemble dans l'étude de Zeitler et al. (1985). Ces données sont complétées par d'autres études apportant des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite et hornblende (respectivement 300 ± 50 et $400\text{--}600$ °C de température de fermeture) (Treloar et al., 1989b ; George et al., 1995 ; Whittington, 1996 ; Winslow et al., 1996 ; Schneider et al., 1999a ; Treloar et al., 2000 ; Schneider et al., 2001) et des âges (U-Th)/Pb sur monazite (~ 700 °C de température de fermeture) (Zeitler et Chamberlain, 1991 ; Zeitler et al., 1993 ; Reddy et al., 1997 ; Schneider et al., 1999b ; Schneider et al., 1999c ; Schneider et al., 2001).

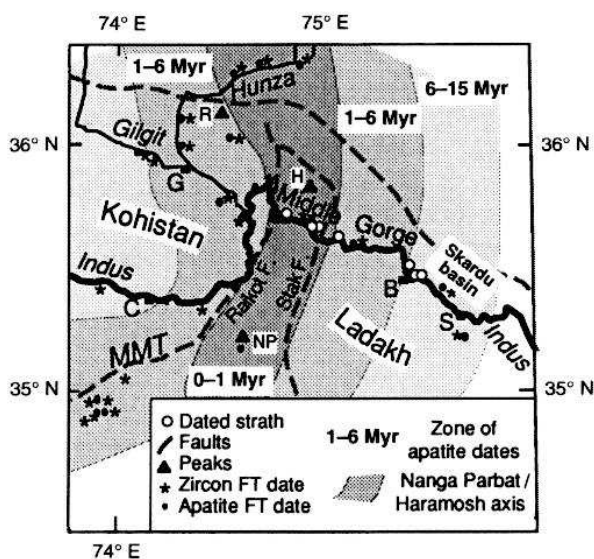


Figure 27: Une interprétation zonale des âges AFT et ZFT par Burbank et al. (1996) sur fond de carte hydro structurale de la région du NPHM.

Dans le NPHM, les âges pour le système AFT dépassent rarement 1 Ma et ceux du système ZFT sont compris entre <1 et ~ 4 Ma. Ces données sont exploitées par Burbank et al. (1996) (Figure 27). Ils définissent des zones d'iso âges AFT et ZFT, la zone la plus jeune correspondant à l'axe central de la structure du NPHM et les âges étant de plus en plus vieux à mesure que l'on s'en écarte. Dans cette même étude, les auteurs associent à ces âges thermochronologiques de basse température des âges d'exposition de terrasses fluviales déterminés à l'aide des nucléides cosmogéniques ^{10}Be et ^{26}Al . Cette technique permet de donner l'âge d'abandon de la surface des terrasses d'abrasion des bords de l'Indus, lesquelles se trouvent entre 10 et 400 m au dessus du lit du fleuve actuel. Ceci permet de déterminer une vi-

tesse d'incision à comparer avec les vitesses d'exhumation données par les systèmes AFT et ZFT (Figure 28).

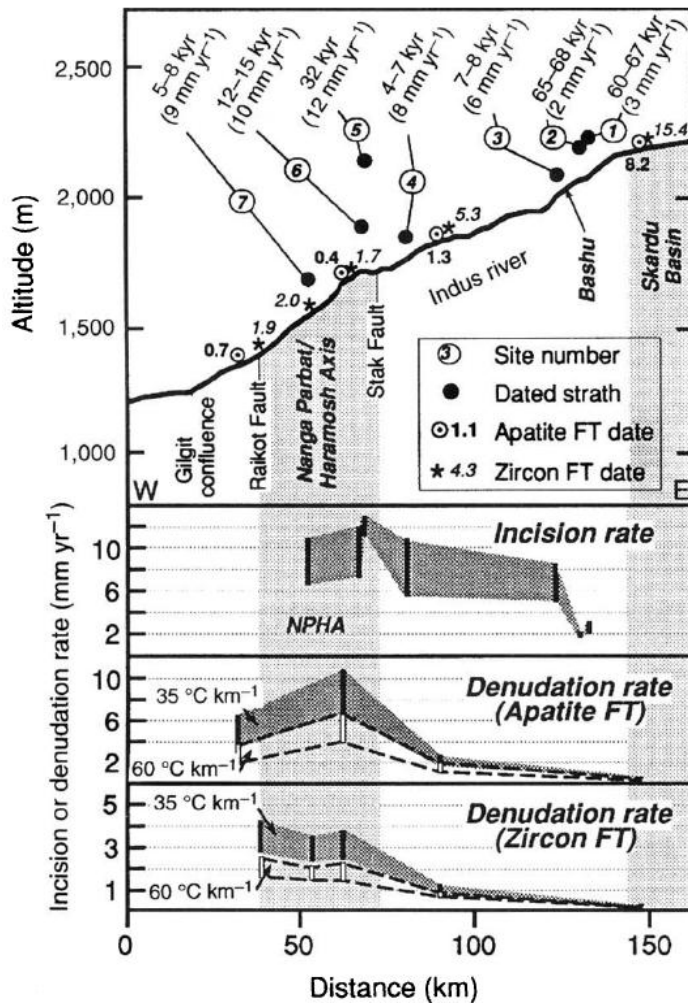


Figure 28 : Une série de quatre graphiques, de haut en bas :

_ Profil topographique le long de l'Indus, ayant pour origine la confluence de la Gilgit River et de l'Indus à l'ouest et comme terminaison l'entrée du bassin de Skardu à l'est. Les âges thermochronologiques (AFT et ZFT) et sur nucléides cosmogéniques (¹⁰Be et ²⁶Al) sont indiqués.

_ Profil d'incision déduit des analyses d'âges d'exposition par nucléides cosmogéniques

_ Profil des vitesses de dénudation déduits des datations AFT avec une erreur à 2 σ

_ Profil des vitesses de dénudation déduits des données ZFT. D'après Burbank et al. (1996).

On constate que les vitesses d'incision les plus fortes (12 mm.Ma⁻¹) sont localisées au niveau de l'axe du promontoire du Nanga Parbat, là où les âges sont les plus jeunes et donc les vitesses de dénudation les plus fortes (5-10 mm.Ma⁻¹). Les vitesses d'incision sont rapidement réduites de moitié en amont du NPHM pour n'atteindre plus que 2 km.Ma⁻¹ dans le bassin de Skardu. Vingt kilomètres en amont du NPHM les vitesses d'exhumation sont également très réduites, 1-2 mm.Ma⁻¹, et sont inférieures à cette valeur dans le bassin de Skardu. Ces données suggèrent donc qu'une forte vitesse de dénudation engendre également une forte vitesse d'incision.

Les données de thermochronologie de plus haute température des systèmes ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur biotite et hornblende et de géochronologie (U-Th)/Pb sur monazite permettent d'estimer la dénudation du massif du Nanga Parbat à plus long terme. Ainsi, on constate une exhumation rapide depuis l'initiation de la structure au Mio-

cène moyen. Au regard des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite, très jeunes, Winslow et al. (1996) proposent des vitesses de refroidissement très rapides de $\sim 100\text{ }^{\circ}\text{C}.\text{Ma}^{-1}$ et plus. Dans la Figure 29, on voit que les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite sont plus jeunes, de plusieurs millions d'années, dans la partie centrale qu'à la périphérie. Cette zone d'âges jeunes est limitée par deux zones de failles ; celle de Raikhot/Diamir à l'ouest et de Rupal à l'Est. Pêcher et Le Fort (1999) suggèrent que l'exhumation de la partie nord du massif du Nanga Parbat Haramosh soit contemporaine de celle des dômes du Karakorum à la fin du Miocène. Cette idée est supportée, pour l'ensemble du NPHM, par Zeitler et al. (2001) et Schneider et al. (2001) qui l'étayent en étudiant l'ensemble de la distribution des âges thermo- et géochronologiques. De plus, l'homogénéité des âges ($< 5\text{ Ma}$), malgré les diverses méthodes utilisées, montre que le refroidissement et l'exhumation sont rapides depuis l'initiation de la structure jusqu'à aujourd'hui (plus de $100\text{ }^{\circ}\text{C}.\text{Ma}^{-1}$ et $\sim 5\text{ km}.\text{Ma}^{-1}$) (Zeitler et al., 1989 ; Winslow et al., 1996). Enfin, cette structure est limitée par deux grandes zones de failles (Diamir et Rupal) qui localisent la déformation et les fortes vitesses d'exhumation.

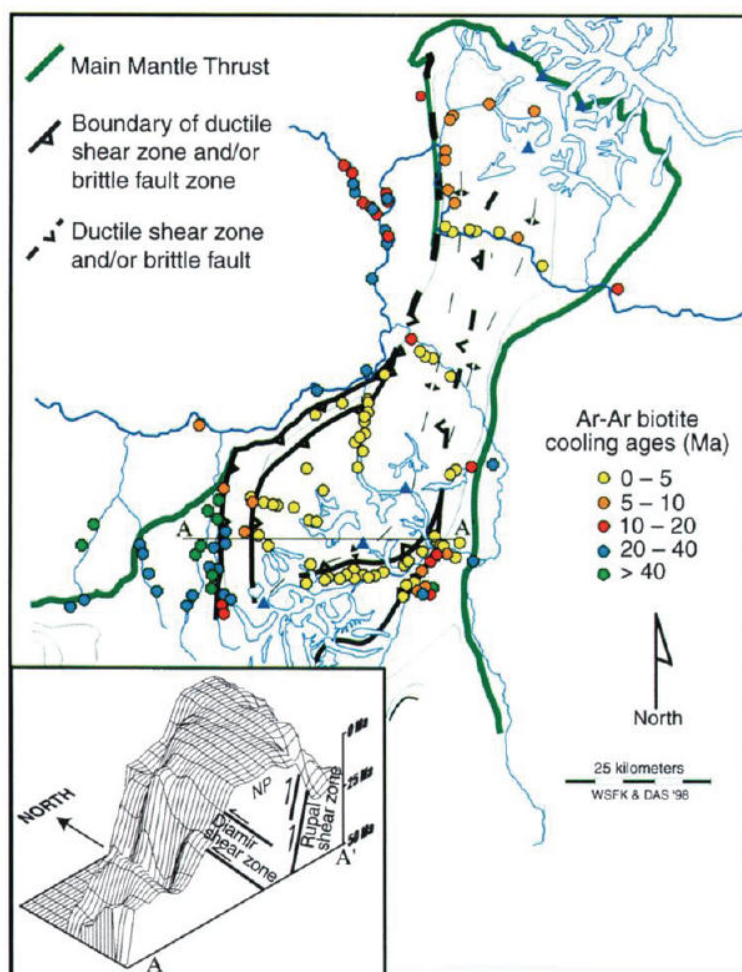


Figure 29 : Carte des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite obtenus sur l'ensemble du NPHM. Ces données proviennent de Schneider (1999) ; auxquelles s'ajoutent celles de Zeitler (1985), Treloar et al. (1989a), Zeitler et al. (1989), George et al. (1995), Winslow et al. (1996), Whittington et al. (1996) et Reddy et al. (1997). En bas à gauche de la carte une représentation le long de la coupe A/A' de la « morphologie » d'âges thermochronologique du massif. Zone cartographiée repérée sur la Figure 26. D'après Zeitler et al. (2001a).

Le Nanga Parbat correspond à un anticlinal d'axe nord-sud, mis en place dans un régime de partitionnement local de la convergence Inde/Asie (Zeitler et al., 1993 ; Seeber et Pêcher, 1998). La structure du Nanga Parbat a probablement été initiée par un bombement Miocène moyen suivi par une accélération importante de l'exhumation à partir du Miocène supérieur (Schneider et al., 2001).

1.2. La chaîne du Karakorum

Le chaîne du Karakorum enregistre un métamorphisme polyphasé, lié à une tectonique active dont résulte la mise en place de différentes unités plutoniques (Villa et al., 1996 ; Searle et al., 1999 ; Fraser et al., 2001 ; Rolland et al., 2001 ; Rolland et al., 2006). Ces différentes phases de métamorphisme s'échelonnent sur l'ensemble de l'histoire de la chaîne, débutant au Paléocène et se poursuivant jusqu'au Miocène supérieur. Durant la fin de cette période on enregistre, dans le centre du Karakorum (vallée de Hunza et dôme de Yasgil), de fortes vitesses d'exhumation ($\sim 3 \text{ km.Ma}^{-1}$) entre 20 et 12 Ma, suivies par une phase d'exhumation moins rapide (0.7 km.Ma^{-1}) entre 6.6 et 2.4 Ma (Poupeau et al., 1991 ; Krol et al., 1996). Dans le massif du K2, Foster et al. (1994) montrent des âges AFT homogènes à $\sim 3 \pm 1 \text{ Ma}$ sur un profil vertical entre 5500 et 8500 m. Ces données documentent également une phase d'exhumation Mio-Pliocène très rapide.

Cette dernière phase est concordante avec l'exhumation rapide de dômes dans le sud-est Karakorum. Ces dômes migmatitiques évoluent rapidement par diapirisme à des vitesses d'exhumation de l'ordre de $5,5 \text{ km.Ma}^{-1}$, entre 6,7 et 4,7 Ma (âges U-Pb sur Monazite et K-Ar sur biotite) (Searle et al., 1989 ; Smith, 1993). D'après Mahéo (2002) cette phase d'exhumation rapide des dômes est suivie par un fort ralentissement de la vitesse d'exhumation entre 4,7 et $\sim 1 \text{ Ma}$, les amenant à moins de 1 km.Ma^{-1} . Ces résultats sont déduits de données AFT et AHe (Mahéo, 2002) montrant des âges à 1 Ma. Post 1 Ma, Mahéo et al. (2004b) proposent que la vitesse d'exhumation des dômes a dû augmenter, indiquant une exhumation Plio-Pléistocène très rapide associée à une déformation d'axe est-ouest généralisée à l'ensemble de la chaîne du Karakorum.

1.3. L'arc Kohistan/Ladakh

Comme nous l'avons vu ci-dessus, le NPHM et la chaîne du Karakorum sont caractérisés par une exhumation récente et rapide de la fin du Miocène à l'actuel. Au contraire, l'ensemble Kohistan/Ladakh, bordé par les grandes zones de suture d'Indus-Tsangpo (ITSZ : Indus Tsangpo Suture Zone) au sud et de Shyok au nord (SSZ : Shyok Suture Zone), montre des âges thermochronologiques significativement plus vieux. Les âges AFT de l'ensemble du Kohistan sont compris entre 7,3 et 17 Ma, ceux du système ZFT entre 14 et 53 Ma (Zeitler, 1985 ; Zeilinger et al., 2007). Les âges d'échantillons provenant d'altitudes supérieures à 3000 m sont systématiquement supérieurs à 15 Ma pour le système AFT et aux alentours de 34-38 Ma pour le système ZFT. Zeitler (1985) et Zeilinger et al. (2007) proposent des vitesses d'exhumation semblables pour l'ensemble compris entre 0,1 et 0,45 km.Ma⁻¹ depuis ~30 Ma. Ces vitesses d'exhumation sont confirmées sur une durée plus longue par les âges ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur biotite et hornblende données par Treloar et al. (1989) pour la partie nord du Kohistan, qui impliquent une vitesse de refroidissement très lente de l'ordre de 6-7 °C.Ma⁻¹.

Directement à l'est du Nanga Parbat, le batholite du Ladakh est moins bien contraint (voir Figure 26) d'un point de vue thermochronologique que le Kohistan. Seuls quelques âges proposés par Sorkhabi et al. (1994) sont disponibles dans la région de Kargil au sud du batholite, à la limite avec les séries volcaniques de l'ITSZ. Les âges AFT donnés par cette étude sont relativement vieux, compris entre 13,2 et 24,7 Ma, tout comme ceux donnés par le système ZFT entre 41,4 et 45,2 Ma. Ces âges permettent à Sorkhabi et al. (1994) de proposer, pour un gradient géothermique estimé à 30 °C.Km⁻¹, des vitesses d'exhumation très lentes de ~0,2 km.Ma⁻¹ depuis l'Éocène. À l'est de Kargil, dans l'arc Kohistan/Ladakh plusieurs études (Sinclair et Jaffey, 2001 ; Kirstein et al., 2006 ; Kumar et al., 2007) se sont attachées à comprendre l'histoire thermique et donc d'exhumation du batholite. La plus grande partie de l'échantillonnage à but thermochronologique sur le Ladakh c'est faite dans la région de Leh, le long de trois profils de vallées affluentes de l'Indus (les sections de Leh-Kardung La, Kharu-Chang La et Lyoma-Hanle ; Figure 30).

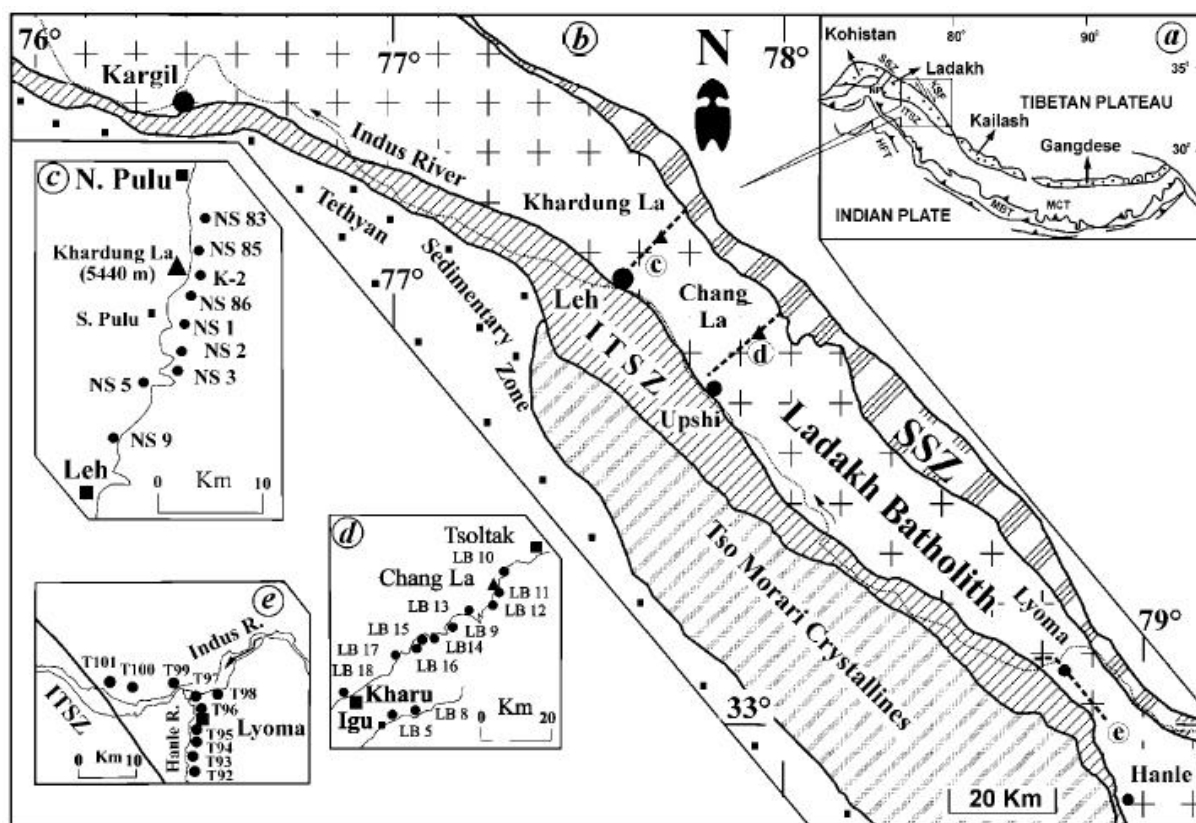


Figure 30 : Carte géologique simplifiée incluant le batholite du Ladakh dans la région de Leh, et montrant l'emplacement des sections le long desquelles la plupart des échantillons pour les études thermochronologiques du Ladakh indien a été prélevée. Zone cartographiée repérée sur la Figure 26. D'après Kumar et al. (2007).

Les âges thermochronologiques donnés par les études de Sinclair et Jaffey (2001), Kirstein et al. (2006) et Kumar et al. (2007) en (U-Th)/He sur apatite et zircon (respectivement AHe et ZHe et 75 ± 5 et 160-200 °C de température de fermeture) et pour les systèmes AFT et ZFT sont systématiquement plus jeunes que les âges de cristallisation Paléo-Éocène du batholite (Singh et al., 2007). Seule la section de Leh-Khardung La comporte des âges (U-Th)/He (Kirstein et al., 2006), les autres sections présentent seulement des âges traces de fission. Les âges AHe pour la section concernée sont compris entre 12,2 et 20,7 Ma, ceux pour pour l'ensemble des données du système AFT, entre 9,2 et 25,4 avec 2 âges à 28 et 29 Ma pour la région de Upshi (Sinclair et Jaffey, 2001). De plus, on remarque que les âges AFT sur les échantillons dont l'altitude est supérieure à 4000 m sont compris entre 15 et 25,4 Ma. Les âges ZHe de l'étude de Kirstein et al. (2006) sont compris entre 19,3 et 24,3 Ma et les deux âges du système ZFT donnés par l'étude de Kumar et al. (2007) sont supérieurs à 40 Ma. Pour Kirstein et al. (2006) l'ensemble des données

multithermochronomètres acquises le long de la section de Leh-Khardung semblent indiquer une exhumation en deux phases : une première phase d'exhumation rapide se produisant au début du Miocène, à l'origine de l'homogénéité « relative » des âges, suivie par une phase de refroidissement lent ($<3,5 \text{ }^{\circ}\text{C.Ma}^{-1}$). La phase d'exhumation rapide, déjà proposée par Copeland (1995) pour le batholite de Gangdese (sud Tibet), serait liée une phase de déformation à vergence nord des roches de la bordure Sud du batholite du Ladakh.

Les données obtenues par Kumar et al. (2007), montrent au contraire des vitesses de refroidissement très lentes et continues. En considérant les âges AFT obtenus sur les deux sections de Leh-Khardung et Kharu-Chang et leurs altitudes correspondantes, ils proposent une vitesse d'exhumation de l'ordre de $0,1 \text{ km.Ma}^{-1}$ entre 25,4 et 9,2 Ma. Les données ZFT, malgré leur mauvaise qualité statistique à cause du faible nombre de grains disponibles, montrent néanmoins des vitesses de refroidissement également lentes ($\sim 6 \text{ }^{\circ}\text{C.Ma}^{-1}$) à long terme. De plus, en proposant un gradient géothermique moyen de $30 \text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$, ils obtiennent une vitesse d'exhumation moyenne pour ce système de $\sim 0,2 \text{ km.Ma}^{-1}$ relativement proche de celle obtenue pour les données AFT.

1.4. Le massif du Tso Morari

Le massif du Tso Morari est situé au sud de la suture Indus-Tsangpo et au nord du Zaskar, il n'appartient donc pas au Ladakh au sens géologique mais à la marge nord du continent indien et est formé de différentes nappes tectoniques (Tso Morari, Tetraogal et Mata) (Steck et al., 1998). Il présente un métamorphisme de ultra haute pression (de Sigoyer et al., 1997 ; Mukherjee et Sachan, 2001). L'histoire thermobarmétrique ancienne de ce massif est connue grâce à des systèmes de datations radio-isotopiques sur différents assemblages de minéraux métamorphiques (Sm-Nd sur assemblage grenat-glaucophane-rutile, Lu-Hf sur grenat-clinopyroxène-rutile et U-Pb sur alane) (de Sigoyer et al., 2000 ; de Sigoyer et al., 2004) permettant de dater une éclogitisation à $\sim 55 \text{ Ma}$, mise en évidence par d'autres travaux (de Sigoyer et al., 1997 ; Guillot et al., 1997), contemporaine de la collision initiale Inde/Asie (Guillot et al., 2003). Cette première partie de l'histoire d'exhumation du massif se poursuit par une deuxième phase Paléo-Éocène très rapide, faisant remonter les unités éclogitisées de $\sim 90 \text{ km}$ vers 35 km (Figure 31) en moins de 10 Ma .

La phase d'exhumation qui suit est beaucoup plus lente ; les vitesses sont estimées grâce à des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite et muscovite à $\sim 30 \text{ Ma}$, suggérant une

vitesse d'exhumation de l'ordre de $1,2 \text{ km.Ma}^{-1}$ tandis que la première phase

Deformation phase	NE Indus Suture Zone				Central domain	Mata-Karzog Unit SW
	Indus serie	Nidar ophiolite	Drakkarpo unit	Ribil unit	Tso Morari unit	
D1 Early Paleocene 55 Ma	SW vergent folds Horizontal shortening	SW vergent folds ophiolite obduction to the SW	Greenschist facies? SW vergent folds ophiolite obduction to the SW	 ophiolite obduction to the SW	Upright folds Eclogite facies Beginning of exhumation from 90 km depth?	Greenschist facies? Mata Karzog ophiolite obduction on the Mata unit
D2 Eocene 47 Ma	?	?	Greenschist facies Double thrusting structures NE extension Tso Morari unit exhumation	NE extension Tso Morari unit exhumation	Folding and shears Blueschist facies Dome formation Tso Morari unit exhumation up to 35 km depth	Upper greenschist facies NE vergent folds NE directed tectonic
D3 Oligocene 30 Ma	NE folds backthrust Tso Morari unit exhumation	 Tso Morari unit exhumation	 Tso Morari unit exhumation	 Tso Morari unit exhumation	Normal shear Tso Morari unit exhumation 35-0 km	SW normal shear Tso Morari unit exhumation

Figure 31 : Sketch d'évolution du massif du Tso morarai et de ses bordures Nord et Sud permettant de comprendre le contexte dans lequel il se met en place. D'après de Sigoyer et al. (2004)

d'exhumation se fait à une vitesse estimée à $\sim 10 \text{ km.Ma}^{-1}$. Ce ralentissement drastique de la vitesse d'exhumation de ces unités coïncide avec les changements de vitesse de convergence Inde/Asie observés (voir Chapitre II). Ce massif montre également des caractéristiques thermochronologiques révélant une histoire thermique, dans les derniers stades de son exhumation, très proche de celle du batholite du Ladakh (de Sigoyer et al., 2000 ; Schlup et al., 2003).

En effet, les vitesses d'exhumation les plus récentes de ce massif sont identifiées par des thermochronomètres de basses températures tel que le système AFT dont les âges sont compris entre 15 et 30 Ma et ZFT dont les âges sont compris entre 35 et 45 Ma. Ces données sont proposées et interprétées par l'étude de Schlup et al. (2003). Grâce à ces données, ils estiment la vitesse de refroidissement du massif du Tso Morari $< 5 \text{ }^{\circ}\text{C.Ma}^{-1}$ depuis la fin de l'Éocène, excepté dans la partie nord, proche de la zone de suture Indus-Tsangpo réactivée durant le Miocène. Cette étude, couplée aux précédentes, leur permet de décrire l'évolution de cette partie de l'Himalaya à long terme (Figure 32) et montre des vitesses d'exhumation du massif du Tso Morari de moins de $0,5 \text{ km.Ma}^{-1}$ depuis la fin de l'Éocène, précédées par une phase d'exhumation rapide entre 50 et 40 Ma.

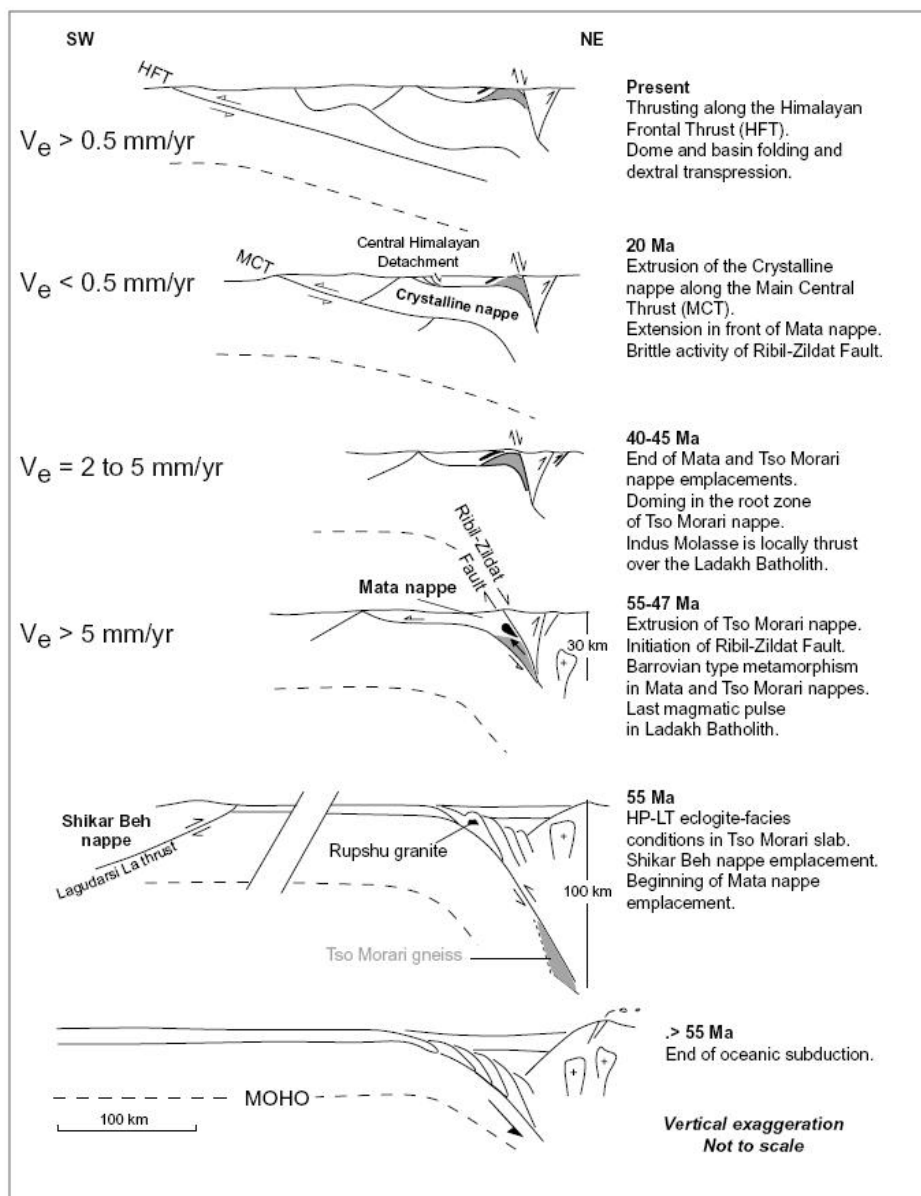


Figure 32 : Modèle tectonique initié par Steck et al. (1998) sur le transect Indus-Tso Morari-Spiti-Mandi et modifié par Schlup et al. (2003). Trace du transect sur la Figure 26.

Ces différents travaux montrent que, dans l'ensemble, cette partie du Ladakh (géographique) du nord-ouest de l'Inde est caractérisée par des âges thermochronologiques de basse température relativement vieux, qui suggèrent des vitesses d'exhumation lentes à long terme.

2. La diversité morphologique du nord-ouest Himalaya

D'un point de vue morphologique le Nord-Ouest Himalaya a été très peu étudié. Brozovic et al. (1997) proposent une étude morphométrique sur une zone couvrant le massif du Nanga Parbat/Haramosh, la chaîne du Karakorum et une partie de l'arc Kohistan/Ladakh jouxtant le NPHM. Ils divisent cette vaste région d'étude en plusieurs zones physiographiques et présentent pour chacune d'entre elles (Figure 33 A ci-dessous), l'altitude moyenne, la distribution des pentes et des altitudes (Figure 33 Droite) et l'altitude estimée de la ligne d'équilibre glaciaire en tout point de la région d'étude (Figure 33 B).

La gamme d'altitudes comprise entre 4000 et 5000 m couvre pratiquement la moitié de la région tandis que seulement 1 % de la surface totale se trouve au-dessus de 6000m. L'altitude la plus fréquente (l'altitude modale) est dans tous les cas comprise entre 4000 et 5000 m et l'altitude moyenne varie entre ~3200 m, pour la zone représentant le Kohistan, et ~4800 m pour celle du nord Karakorum. De plus, l'altitude moyenne du massif du Nanga Parbat est inférieure, de près de 300 m, à l'altitude du plateau de Deosai. Brozovic et al. (1997) montrent que la distribution de la valeur des pentes des régions analysées, à l'exception de la partie centrale de Deosai, varie de façon similaire avec l'altitude. Les pentes raides sont les plus fréquentes à hautes altitudes (>5500 m) et on observe des valeurs minimales entre 4000 et 5000 m, proches de l'altitude modale de chaque zone. Les grandes vallées de l'Indus et de la Gilgit ainsi que les grands glaciers du Karakorum sont à l'origine d'une grande partie des faibles pentes. Ils sont représentés par des pics négatifs dans les courbes représentant les valeurs de pentes.

Brozovic et al. (1997) écartent la possibilité que la grande proportion de la surface comprise entre 4000 et 5000 m puisse constituer les restes d'une surface d'érosion ou d'un plateau. En effet, ils constatent que la pente moyenne des points situés entre 4000 et 5000 m est de 25° et que les données thermochronologiques du Nord-ouest Himalaya montrent une exhumation de plusieurs kilomètres depuis les derniers millions d'années. De plus, cette exhumation est très variable spatialement et rapide, atteignant localement 10 km.a⁻¹ au niveau de l'axe du NPHM (Zeitler et al., 1989 ; Winslow et al., 1996). Ils considèrent que dans ces conditions, la plupart des surfaces d'âge Tertiaire sont érodées et qu'en aucun cas les régions à faibles pentes situées entre 4000 et 5000 m ne peuvent représenter les restes d'une surface d'érosion.

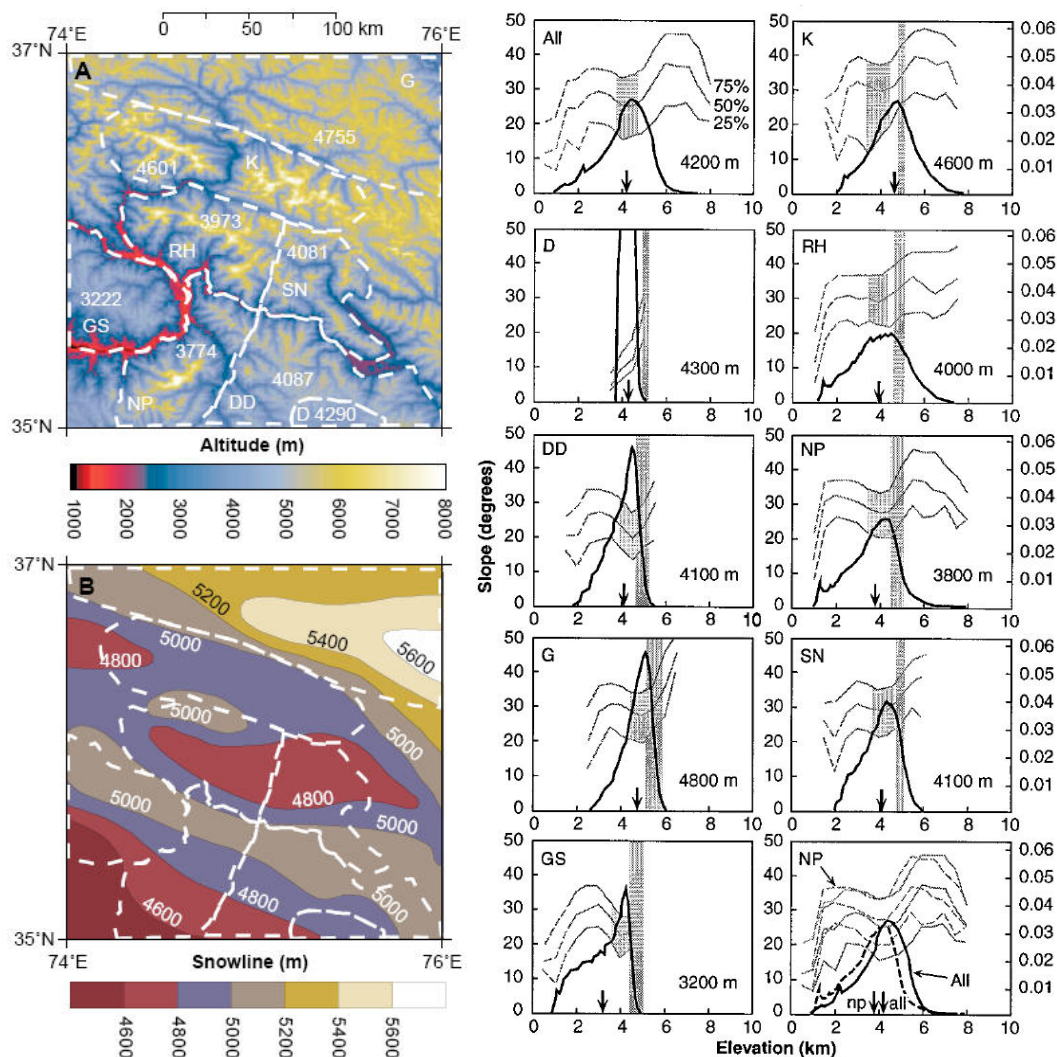


Figure 33 : A gauche : A) Carte montrant un MNT de la région d'étude et la délimitation des zones physiographiques utilisées pour l'étude morphologique de Brozovic et al. (1997). NP, Nanga Parbat ; D, partie centrale du plateau de Deosai ; DD, plateau de Deosai ; GS, surface de Gamugah (Kohistan) ; RH, Rakaposhi Haramosh ; SN, zone nord du bassin de Skardu ; K, partie ouest du Karakorum ; G, massif de Ghujejab (Nord Karakorum). Les altitudes moyennes de chaque zone sont montrées en blanc. B) Altitudes d'équilibre de la neige pour la région étudiée.

A droite : Analyse morphologique des différentes zones. Les lignes noires représentent la distribution en fréquence des classes d'altitudes de 100 m. Les trois lignes grises montrent la distribution des pentes en fonction des altitudes. Les lignes grises verticales épaisses montrent la gamme des altitudes de ligne d'équilibre de la neige et la gamme d'altitude de pentes modérées respectivement pour les lignes traversant le graphique de haut en bas et les plus courtes. D'après Brozovic et al. (1997).

En revanche, ils pensent que les faibles valeurs de pente observées, dans la partie Nord-Ouest de l'Himalaya, sont liées à une couverture glaciaire du paysage couplée à une forte action de gel et dégel, qui est la plus efficace entre 4000 et 6000 m. De plus, ils observent une corrélation entre l'altitude modale, la distribution des pentes et l'altitude de la ligne d'équilibre de la neige pour chaque zone, et ce malgré des vitesses d'exhumation très variables. Ils en concluent que l'évolution de la topographie de la région est probablement exclusivement contrôlée par le climat et plus particulièrement par l'érosion glaciaire récente.

Brozovic et al. (1997) utilisent la ligne d'équilibre de la neige comme indicateur de l'altitude d'équilibre des glaciers (ELA : Equilibrium Line Altitude) actuelle. Il a été estimé que durant le dernier maximum glaciaire la ELA était entre 600 et 1000 m plus bas qu'à l'actuel (Sharma et Owen, 1996), et sa position moyenne à long terme durant le Quaternaire 400 à 500 m plus bas (Porter, 1989). En utilisant l'hypsométrie actuelle Brozovic et al. (1997) calculent la surface au dessus de la ligne d'équilibre des neiges en fonction de l'abaissement de la ELA (Figure 34). On constate que pour le Karakorum les conditions du dernier maximum glaciaire induisent le doublement de la surface au dessus de la ligne d'équilibre des neiges. Pour le Nanga Parbat les conditions du dernier maximum glaciaire entraînent une surface quatre fois plus grande au dessus de cette même ligne. L'effet est encore plus significatif pour les régions au relief faible : Deosai, complètement dépourvu de glace aujourd'hui, était probablement recouvert d'une couche de glace durant le dernier maximum glaciaire.

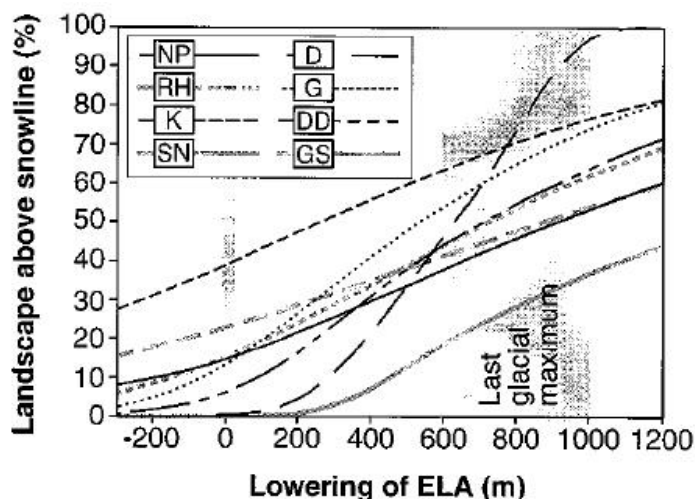


Figure 34 : Variation du pourcentage de la surface au dessus de la ligne d'équilibre de la neige en fonction du changement de l'altitude d'équilibre des glaciers. D'après Brozovic et al. (1997).

Le changement de la ELA affecte donc la taille de la zone d'accumulation glaciaire en fonction de l'hypsométrie de la région. Au regard des observations faites dans le Nanga Parbat, où la présence de glace engendre une augmentation de la

vitesse d'érosion de l'ordre de 2 à 5 km.Ma⁻¹ comparée aux zones non englacées (Gardner et Jones, 1993), on peut considérer que les vitesses d'érosion augmenteraient significativement pour un abaissement de la ELA pendant le dernier maximum glaciaire. La surrection d'un massif où l'érosion est faible engendrerait également un abaissement relatif de la ELA entraînant une augmentation de la surface couverte par les glaciers. L'augmentation des bassins d'accumulation des glaciers cause aussi une augmentation du flux induisant une augmentation des vitesses d'érosion. En suivant ce raisonnement, l'augmentation de l'érosion aboutira à rendre à la topographie son hypsométrie d'origine. De plus, les régions de très haute altitude (>6500 m) constituant les sommets des massifs montagneux, même si elles ne représentent qu'une faible proportion de la surface totale de ces massifs, ont un impact fort sur le climat local en focalisant les précipitations, la glace et donc l'érosion.

Enfin, ils constatent que le Tibet relativement sec, a une altitude moyenne dépassant largement celles des massif étudiés (~5000m) et une altitude d'équilibre de la neige de ~6400 m. Ils proposent donc que, contrairement au Tibet, en Himalaya du nord-ouest, l'efficacité des processus de surface ne permet pas d'atteindre des altitudes moyennes aussi hautes que le permettrait une tectonique active. Ce qui suggère notamment que l'érosion glaciaire est à l'origine du maintien d'une altitude relativement faible. Cette idée est défendue par Brocklehurst et Whipple (2007) qui, dans leur étude du massif du Nanga Parbat dont l'exhumation est rapide, proposent que l'érosion glaciaire soit, par la construction de versants très abruptes, à l'origine d'un relief accidenté aux différences d'altitude très fortes mais en aucun cas n'augmente l'altitude moyenne de l'ensemble du massif.

D'après Brozovic et al. (1997), ces données suggèrent que l'altitude moyenne atteinte par les chaînes de montagnes qui sont largement englacées, est plus fonction de la ELA que des vitesses de surrection des roches. Ainsi, dans les chaînes de montagne tectoniquement actives et englacées, pour permettre une augmentation de l'altitude des sommets, il est nécessaire que la ELA augmente à long terme ; en d'autres termes, que le climat soit plus chaud ou plus sec. Cette idée est en opposition complète avec la supposition faite par Molnar et England (1990) qu'un refroidissement du climat est nécessaire pour augmenter l'altitude des sommets.

Cependant, nous pouvons apporter quelques critiques à l'étude de Brozovic et al. (1997). Ils remarquent qu'une grande proportion de la surface de la zone d'étude globale se situe entre 4000 et 5000 m et déduisent de ce résultat que cette gamme d'altitude constitue une surface d'érosion dont la cause serait les glaciers. Or, on ne

peut traiter une zone telle que celle de la chaîne du Karakorum comme celle représentant Deosai. En effet, la plupart des altitudes situées entre 4000 et 5000 m dans le Karakorum, appartient aux glaciers actuels et aucune autre altitude n'est représentative d'une surface à faible relief. De plus, comme l'exposent Brocklehurst et Whipple (2007) dans leur étude, l'érosion glaciaire serait plutôt à l'origine d'une augmentation de relief et non pas d'un aplanissement. Dans ces conditions, il est difficile de proposer qu'une morphologie de relief faible à haute altitude et de grande échelle, telle que celle de Deosai, ait une origine exclusivement liée au dernier maximum glaciaire. En effet, la morphologie actuelle du plateau de Deosai permettrait plutôt le développement d'une petite calotte glaciaire, faiblement érosive, que de grands glaciers de vallées qui sont les agents d'érosion les plus efficaces (Hallet et al., 1996).

3. Conclusion

Cette revue bibliographique fait ressortir des distinctions majeures. L'Himalaya du nord-ouest s. l. est caractérisé aussi bien par des vitesses d'exhumation que par des morphologies très contrastées. Suivant ces études nous pouvons distinguer deux groupes de morphologie et d'exhumation semblables :

- ∞ Premièrement, si les âges rencontrés dans le NPHM sont généralement plus jeunes que dans la chaîne du Karakorum, on constate que l'exhumation de ces massifs se fait à des vitesses rapides (5-10 km.Ma⁻¹). De plus, ils sont caractérisés par des reliefs accidentés, avec des pentes fortes, de grandes différences d'altitude et une altitude sommitale élevée. En effet, ils contiennent 6 des 14 sommets de plus de 8000 m et plusieurs centaines de sommets de plus de 6000 m.
- ∞ Le deuxième groupe est formé des faibles reliefs de haute altitude (supérieure à 3000 m) du Kohistan et du plateau de Deosai, auxquels viennent s'ajouter le batholite du Ladakh du nord-ouest de l'Inde et le massif du Tso Morari, qui présentent le même type d'histoire thermique et d'exhumation que le Kohistan à l'ouest du Nanga Parbat et la région de Kargil au sud-est du plateau de Deosai.

On peut donc penser qu'il y a une relation phénoménologique entre la vitesse d'exhumation et la morphologie des reliefs.

Malgré une bonne connaissance du régime de l'exhumation des différents blocs qui constituent l'Himalaya du nord-ouest, certaines zones comme le plateau de Deosai, directement à l'est du Nanga Parbat, restent très mal connues. De plus, il nous semble nécessaire d'étendre l'analyse morphologique à l'ouest de la zone étudiée par Brozovic et al. (1996) pour mieux comprendre et contraindre l'étendue des reliefs de haute altitude et dont la topographie est caractérisée par de faibles pentes. Enfin, de nombreuses études ont traité des interactions érosion, tectonique et exhumation pour comprendre l'effet de l'incision au sein des syntaxes est et ouest de l'Himalaya (respectivement le NPHM et Namche Barwa) (Zeitler et al., 2001b ; Finnegan et al., 2008). Mais qu'en est-il des modes d'érosion de surfaces telles que Deosai et le Kohistan, que les grandes rivières (Indus, Shyok, Gilgit...) contournent ?

Chapitre V : Dénudation et évolution morphologique du plateau de Deosai



Plateau de Deosai vue vers l'est depuis le col de Chachur à l'entrée ouest de Deosai par la haute vallée d'Astor.

Partie 1 : Résultats des études.....	87
morphologique et thermochronologique	87
1. Apport de l'étude morphologique	87
1.1. Identification des zones de « plateau »	87
1.2. L'Himalaya du nord-ouest en détail.....	90
2. Apport de l'étude thermochronologique de basse température.....	101
2.1. Echantillonnage	101
2.2. Résultats.....	102
Partie 2 : Deosai, une partie préservée du plateau tibétain Éocène en Himalaya du nord-ouest ?	113
1. Modélisation de l'histoire thermique du plateau de Deosai.	113
2. Discussion	117
Partie 3 : Erosion de la bordure nord du plateau de Deosai	123
1. Modélisation de l'histoire thermique de la vallée de l'Indus	123
2. Modélisation thermo-cinématique	126
2.1. Choix de la zone de modélisation.....	126
2.2. Modélisation et inversion.....	127
3. Discussion	138

Partie 1 : Résultats des études morphologique et thermochronologique

1. Apport de l'étude morphologique

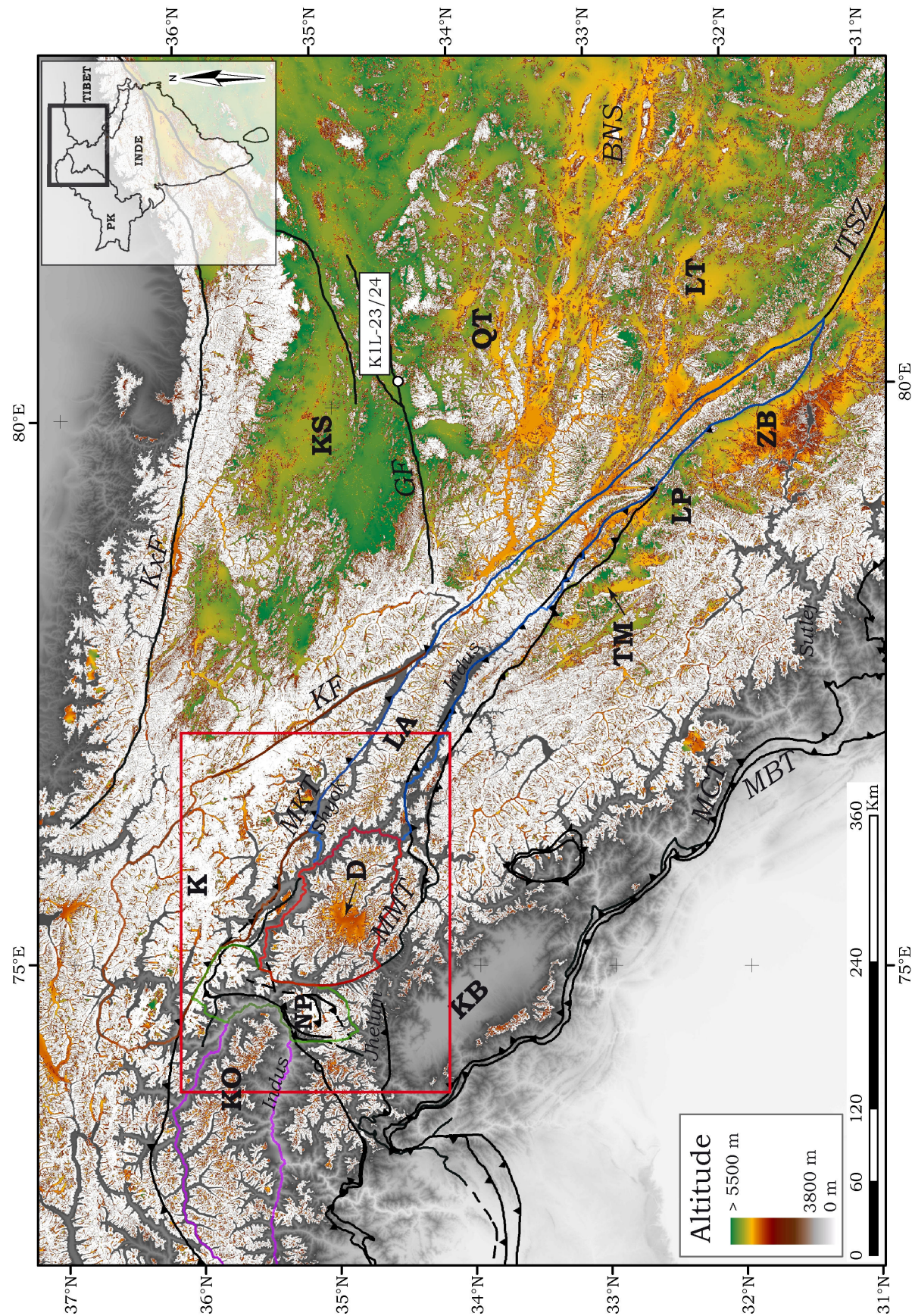
La variabilité morphologique des reliefs du nord-ouest de l'Himalaya, en particulier au nord du Pakistan, a été soulignée dans les Chapitres I et IV. Nous nous attacherons ici à préciser les caractéristiques des reliefs de cette région, en identifiant d'abord des zones de faible relief à haute altitude dans l'ensemble de la partie nord-ouest de l'Himalaya (Figure 35). Cette analyse nous conduira vers l'étude détaillée de la région située au sud-ouest de la faille du Karakorum, limite occidentale du plateau tibétain. Ainsi, à travers une étude de la distribution des pentes (Figure 36) et de l'altitude (Figure 37) dans le massif du Nanga Parbat/Harmosh, le Kohistan, le Ladakh, la chaîne du Karakorum et le plateau de Deosai, nous définirons les caractéristiques géomorphologiques de ces massifs. Nous étudierons également la morphologie de profils de rivières drainant le plateau de Deosai afin d'éclaircir son mode d'érosion. Cette étude du relief couplée à l'étude thermochronologique qui suivra nous permettra de comprendre l'évolution à long terme des paysages constituant cette région tectoniquement très active.

1.1. Identification des zones de « plateau »

Une étude morphologique préliminaire de l'Himalaya du nord-ouest, consistant en une analyse des pentes et des altitudes nous a permis de définir des seuils pour caractériser les surfaces de haute altitude à faible relief. Ainsi nous avons pu établir qu'elles sont situées à une altitude >3800 m et caractérisées par une pente $<17^\circ$. Suivant la méthode décrite dans le Chapitre III, nous avons pu extraire ces surfaces et les identifier, non seulement en Himalaya du nord-ouest mais aussi dans la partie ouest du plateau tibétain (entre la faille de Karakorum et la longitude 83°E ; voir Figure 35). Dans la Figure 35, les surfaces répondant aux critères altitude >3800 m et pente $<17^\circ$ sont symbolisées par une échelle de couleur en fonction de leur altitude. Les surfaces englacées et enneigées, extraites par le traitement des images Landsat7 ETM (Chapitre III), ainsi que les régions caractérisées par des pentes $>17^\circ$ sont symbolisées en blanc. Sur cette carte, la partie à l'ouest de la faille Karakorum est marquée par une topographie au relief fort, à l'image de la chaîne du Karakorum et du massif du Nanga Parbat. De plus, les grandes vallées y sont très marquées,

témoins d'une incision efficace. Cependant, la surface du plateau de Deosai est bien représentée par cette approche et nous pouvons identifier d'autres surfaces répondant aux mêmes critères (>3800 m et $<17^\circ$) : le bassin de Zada au sud ouest du Tibet et le Tso Morari dans la partie nord-ouest de l'Inde. Si le bassin de Zada constitue une surface de dépôt sédimentaire Néogène (Gansser, 1964), le plateau de Deosai et le Tso Morari représentent clairement des surfaces d'érosion à faible relief. On constate que leur altitude est de ~ 4000 m pour Deosai jusqu'à $4500\text{--}5000$ m pour le massif du Tso Morari. De plus, nous remarquons que le Ladakh et le Kohistan présentent des surfaces de faible pente à leurs sommets, que nous étudierons plus précisément dans le paragraphe suivant. Ainsi en Himalaya du nord-ouest, les variations morphologiques observées sont corrélées avec les unités géologiques principales. Les surfaces de haute altitude à faible relief semblent se situer surtout sur le complexe de l'arc Kohistan/Ladakh (à l'exception de Tso Morari, développé sur les gneiss des nappes tectoniques du Haut Himalaya).

Figure 35 : Carte du relief du nord-ouest de l'Himalaya et de l'ouest du Tibet, montrant les régions de haute altitude et de faible relief (colorées en fonction de leur altitude) et les grandes structures tectoniques. Les régions de haute altitude et de faible relief sont définies par une altitude >3800 m et une pente $<17^\circ$. Les altitudes inférieures à 3800 m sont indiquées en nuances de gris allant du plus clair pour les altitudes les plus basses vers le plus foncé pour les plus hautes. Les régions supérieures à 3800 m d'altitude avec une pente supérieure à 17° sont en blanc. Une partie des régions englacées et recouvertes de neige est aussi en blanc ; elles ont été identifiées en utilisant leurs caractéristiques spectrales sur les images Landsat7 ETM+ et extraites pour exclure les régions lisses formées par la surface des glaciers dans le Karakorum. On peut voir que les grands fonds plats des hautes vallées et des glaciers recouverts par des moraines n'ont pas été supprimés. Les lignes de couleur montrent la délimitation des zones pour l'analyse morphologique proposée dans la Figure 36 (Deosai, rouge ; Karakorum, marron ; Kohistan, violet ; Ladakh, bleue ; Nanga Parbat, vert). Le rectangle rouge représente la zone de la Figure 36. Le petit cercle blanc montre la localisation de l'échantillon K1L23/24 prélevé au sud du bloc du Kunlun Shan (Ouest du Tibet). Abréviations : D, Deosai ; K, Karakorum ; KB, Bassin du Khashmire ; KO, Kohistan ; KS, Kunlun Shan ; LA, Batholithe du Ladakh ; LP, Dôme de Leo Pargil ; LT, Bloc de Lhasa ; QT, Qiantang ; TM, Tso Morari ; ZD, Bassin de Zada. Les structures tectoniques principales : BNS, Zone de suture de Bangong-Nujiang ; GF, faille de Gozha ; ITSZ, Zone de Suture de l'Indus Tsangpo ; KF, faille du Karakorum ; KxF, faille de Karakax ; MBT, Main Boundary Thrust ; MCT, Main Central Thrust ; MKT, Main Karakorum Thrust ; MMT, Main Mantle Thrust. Le réseau de drainage sud est aussi annoté (Indus, Jhelum, Shyok et Sutlej).



Au nord-est de la faille du Karakorum, le Tibet s'élève à ~4900 m d'altitude dans sa partie située au sud de la latitude 33°N, représentant le bloc de Lhasa, tandis que vers le Nord dans les blocs du Qiantang et du Kunlun Shan, il atteint des altitudes supérieures à 5500 m. Le Tibet a une altitude plus élevée au Nord qu'au Sud, de plus, on peut noter que dans les terrains du Qiantang et du Kunlun Shan les surfaces à faible relief sont plus continues et homogènes que dans le bloc de Lhasa. En effet, pour les premiers on observe moins de reliefs ayant une pente supérieure à 17°.

La faille du Karakorum est généralement considérée comme la limite ouest du plateau tibétain (Yin et Harrison, 2000 ; Tapponnier et al., 2001). Cependant, notre analyse morphologique montre plusieurs autres surfaces de haute altitude et de faible relief au sud-ouest de cette limite et de part et d'autre de l'ITSZ, ce qui montre que l'extension des zones de faible relief à haute altitude est indépendante des grandes structures au sud du MKT. Nous nous proposons d'étudier plus en détail la région située à l'ouest de la faille du Karakorum, d'un point de vue global et par zones (délimitées en lignes de couleur sur la carte Figure 35).

1.2. L'Himalaya du nord-ouest en détail

Les caractéristiques du relief du plateau de Deosai et des régions qui l'entourent sont illustrées par la carte des pentes, les profils topographiques en bandes et l'analyse de la distribution des pentes (Figure 36). Nous avons également effectué une analyse de la distribution de l'altitude présentée sous la forme de deux graphiques (Figure 37). Le premier montre la distribution en fréquence des altitudes par classe de 100 m et le deuxième celle du rapport de la valeur de l'altitude représentant chaque classe sur celle de l'altitude représentant la classe la plus élevée pour chacune des zones considérées.

1.2.1. Étude de la distribution des pentes

La carte de représentation des pentes (Figure 3), où les pentes comprises entre 0 et 83° sont symbolisées en nuances allant du bleu au rouge respectivement, montre à quel point le contraste morphologique est important entre le plateau, caractérisé par une étendue de pentes faibles, et le massif du Nanga Parbat où ces dernières sont pratiquement inexistantes. Dans le Karakorum, malgré l'extraction des surfaces englacées et enneigées (en blanc sur la carte ; voir le Chapitre III), on observe encore de grandes vallées dans lesquelles s'écoulent les glaciers recouverts de moraines. Ces terminaisons glaciaires sont les seules surfaces de pentes faibles de la

chaîne du Karakorum. La région du Kohistan à l'ouest et le batholite du Ladakh à l'est semblent être constitués globalement de pentes plus fortes que le plateau de Deosai mais les parties hautes de ces ensembles montrent des domaines étendus à faible relief et semblent peu incisés. En effet, si l'on regarde les profils topographiques de la Figure 36, les bordures des massifs semblent être fortement escarpées mais les altitudes sommitales sont contenues dans une fourchette étroite. A l'inverse, le profil du Nanga Parbat montre des pentes fortes sur toute sa longueur dans une gamme d'altitude également très étendue.

A l'exception du plateau de Deosai, du Kohistan et du Ladakh, les seules surfaces à faible relief de l'Himalaya du nord-ouest sont constituées du fond des hautes vallées de l'Indus et de la rivière Gilgit. Les profils topographiques du Kohistan, du plateau de Deosai et du Ladakh montrent une autre caractéristique : les sommets de ces trois massifs semblent un peu plus élevés au nord qu'au sud. La différence est subtile mais nous pouvons quand même noter un écart systématique de 100 à 200 m.

Le graphique en bas de la Figure 36 représente la fréquence des valeurs de pentes pour chaque zone délimitée dans la Figure 35. Pour cette analyse nous avons extrait les surfaces englacées et enneigées. Nous pouvons noter deux modes (pentes les plus fréquentes) différents pour l'ensemble des cinq zones. Les zones du Nanga Parbat et du Karakorum montrent une pente modale de $\sim 35^\circ$ tandis que les autres zones, moins incisées, sont caractérisées par une pente modale de $\sim 30^\circ$. Les courbes des premiers sont marquées par un mode secondaire vers $5-6^\circ$, dû à la présence des glaciers (malgré l'extraction des surfaces englacées pour le Karakorum ; une partie des glaciers est recouverte de moraine, ce qui nous empêche de les extraire). A cause d'une très forte proportion de glaciers dans le Karakorum, la fréquence correspondant au mode est plus faible que pour la zone du Nanga Parbat. Les courbes représentant les zones du plateau de Deosai et du Ladakh sont très analogues, mis à part une proportion très forte ($\sim 2.5\%$) de surfaces horizontales pour le Ladakh, qui correspond aux hautes vallées (4250 m) du sud de la suture Indus Tsangpo (ITSZ) dans sa partie est. Le Kohistan montre une distribution légèrement différente, marquée par des pentes faibles moins fréquentes. Néanmoins, la proportion de pentes fortes reste plus faible que pour les massifs fortement incisés, et la pente la plus fréquente est égale à celle des zones du plateau de Deosai et du Ladakh.

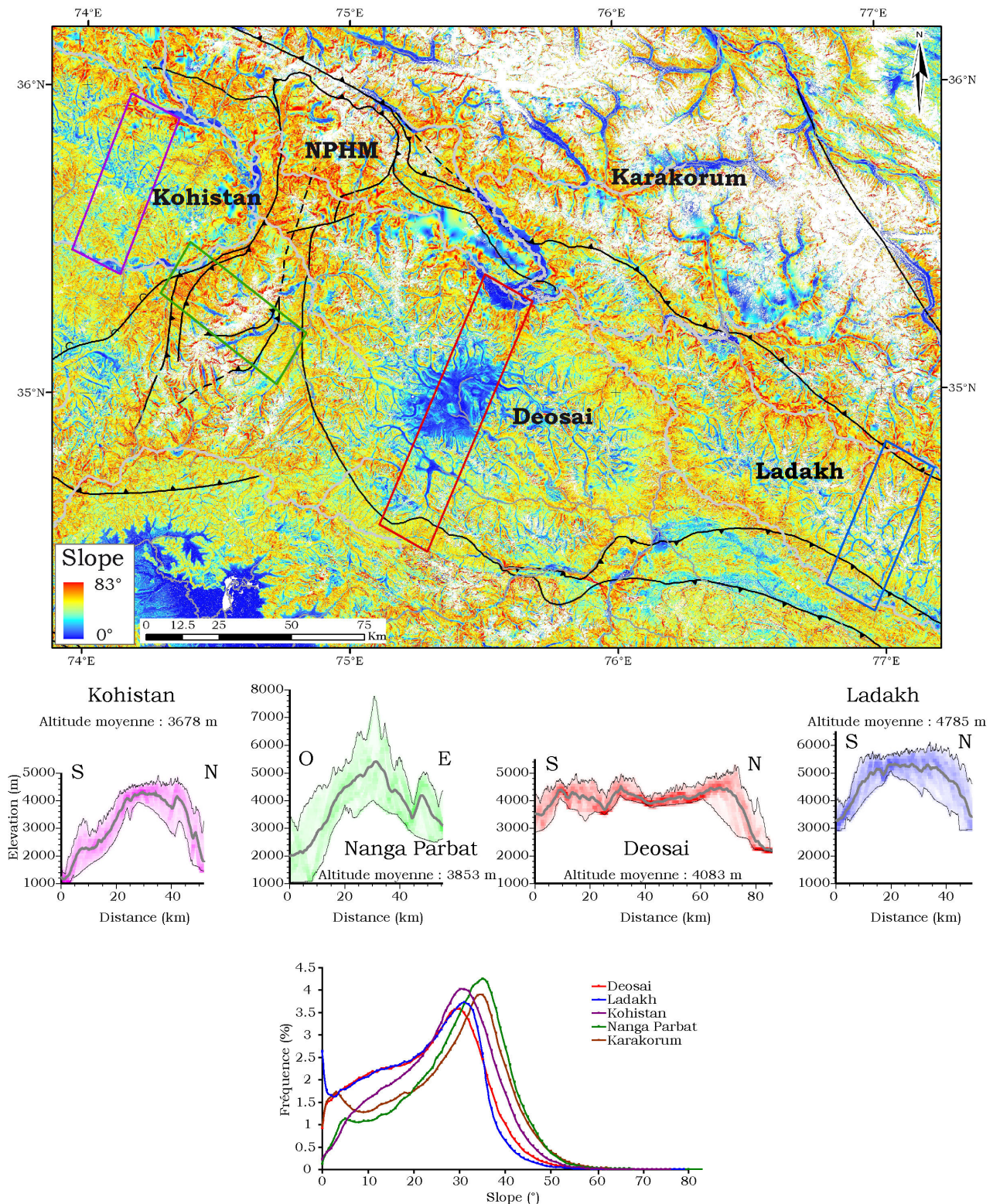


Figure 36 : En haut de la figure, carte des pentes du plateau de Deosai et des massifs qui l'entourent, en couleur la valeur des pentes entre 0 et 83° et en blanc les surfaces enneigées et englacées. Les principales structures tectoniques sont représentées en noir et les rivières en gris. NPHM : Massif du Nanga Parbat/Haramosh. Les traits de couleur délimitent les zones des profils topographiques en bande pour Deosai, le Kohistan, le Ladakh et le Nanga Parbat (graphiques au milieu de la figure). Les profils topographiques montrent l'altitude moyenne

(ligne grise épaisse), maximale et minimale (lignes noires fines) pour chacune de ces zones, avec la densité de probabilité d'altitude (0 à 1) le long de la zone (l'échelle de couleurs va de 0 en blanc à 0,5 et plus en saturé). En bas, le graphique montre les fréquences des pentes pour chaque région délimitée. Pour ce graphique, les zones d'analyses utilisées sont celles délimitées dans la Figure 35 et différentes des polygones utilisées pour les profils topographiques.

1.2.2. Étude de la distribution des altitudes

Au contraire de la distribution des pentes, les altitudes moyennes du plateau de Deosai et du Kohistan sont assez proches de celle du Nanga Parbat (Tableau 3 ci-dessous), toutes les trois sont comprises entre ~3700 et ~4100 m. De plus, les modes, dans les distributions des altitudes de ces trois zones, sont observés pour des altitudes équivalentes (~4200 m ; Figure 37). Au contraire, les zones du Karakorum et du Ladakh sont significativement plus élevées, avec des altitudes moyennes de 4700 et 4785 m, respectivement. Leurs altitudes modales sont proches de 5300 m. On remarque également que l'écart type des altitudes est nettement plus important pour le Nanga Parbat et le Karakorum que pour les trois autres zones (Tableau 3). En effet, l'écart type est compris entre 1100 et 1440 m pour le Deosai, Kohistan et Ladakh, alors que ceux du Nanga Parbat et Karakorum sont respectivement de ~1900 et ~1660m.

Zones	Altitude maximale (m)	Altitude minimale (m)	Altitude moyenne (m)	Ecart type (m)
Kohistan	5666	816	3678	1438
Nanga Parbat	7765	1050	3853	1892
Deosai	5790	1772	4083	1109
Karakorum	7630	1760	4699	1659
Ladakh	6620	2252	4785	1224

Tableau 3 : Altitudes représentatives des zones considérées pour l'étude morphologique du nord-ouest de l'Himalaya. A cause de la couverture neigeuse, les altitudes maximales des massifs du Karakorum et du Nanga Parbat sont mal contraintes par le MNT SRTM et devraient être égales respectivement au sommet du K2 (8611 m) et du Nanga Parbat (8125 m).

Sur les courbes du graphique A (Figure 37), représentant l'hypsométrie des zones d'analyse, on remarque également différents pics positifs en fréquence en dessous de 3800 m d'altitude. Ces pics sont associés aux grandes vallées de l'Indus, de la Gilgit et de la Shyok. Pour la zone du Ladakh, on note également un pic vers 4100 m lié à une grande vallée à fond plat dans sa partie est. Le graphique B indique la distribution des altitudes normalisées par rapport à l'altitude maximale (voir Chapitre II-1). On peut constater que les zones présentant des surfaces à faible relief montrent des rapports d'altitude modaux semblables. En effet, malgré une altitude modale nettement plus élevée pour le Ladakh que pour le plateau de Deosai et

le Kohistan, les altitudes modales normalisées de ces zones sont compris entre $\sim 0,75$ et $\sim 0,85$ pour les trois massifs. Pour les massifs incisés, les altitudes modales normalisées sont clairement plus faibles, $\sim 0,55$ pour le Nanga Parbat et $0,65$ pour le Karakorum. L'altitude modale est donc plus proche de l'altitude maximale dans le Kohistan, Deosai et Ladakh que dans les zones au relief accidenté du Nanga Parbat et Karakorum. Les premiers montrent donc clairement des caractéristiques morphologiques de plateaux.

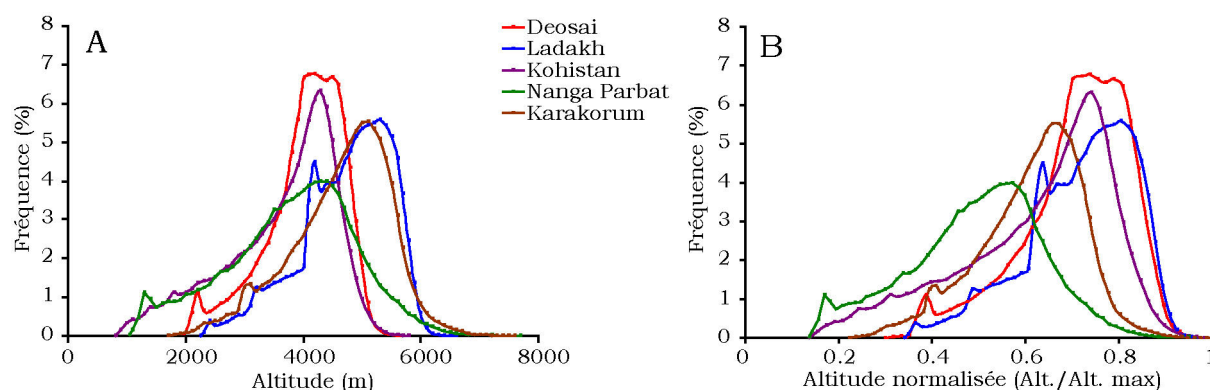


Figure 37 : Distribution des altitudes pour les zones délimitées dans la Figure 35. Le graphique A montre la fréquence des altitudes des zones considérées. Le graphique B montre la fréquence des altitudes normalisées par rapport à l'altitude maximale.

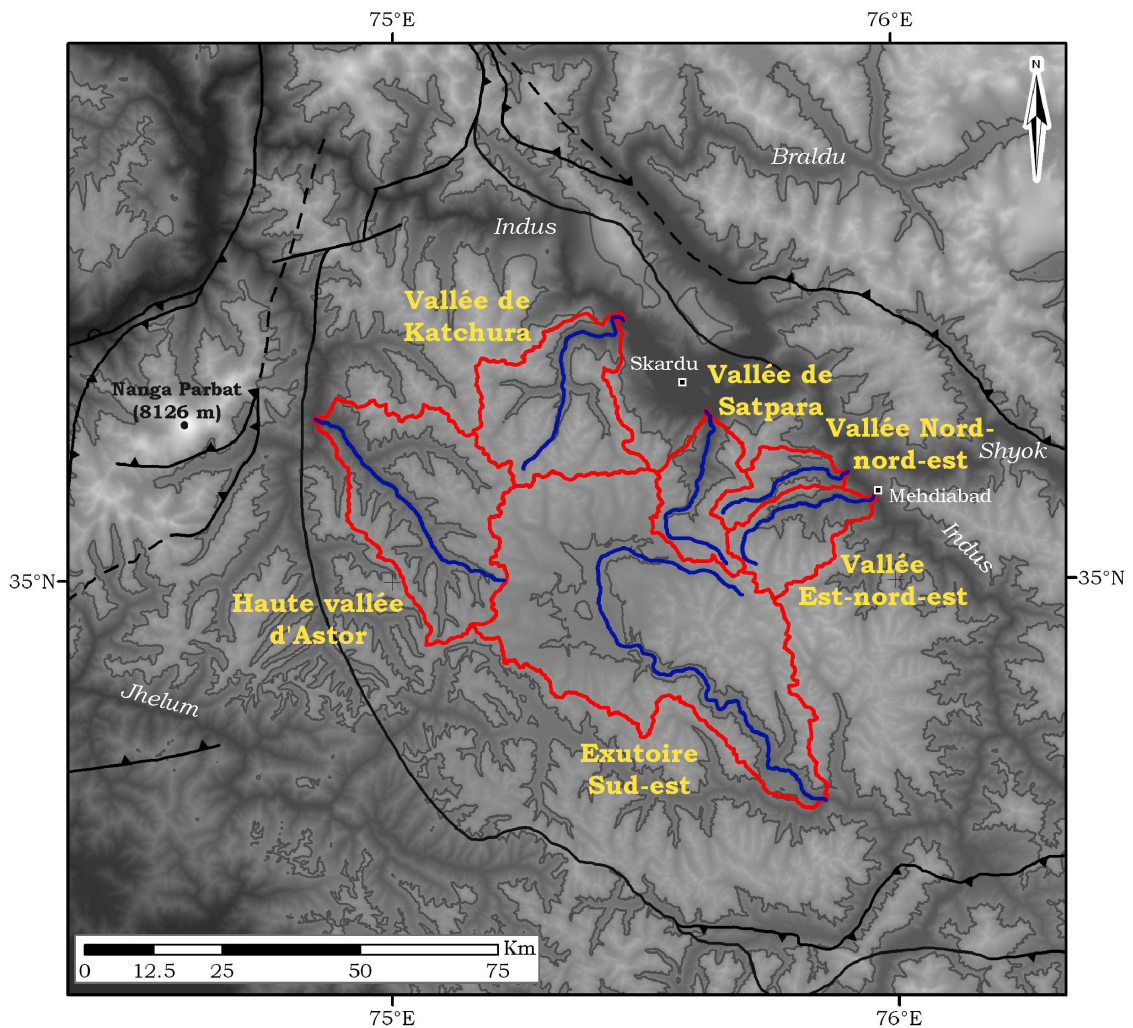
De plus, des rapports aussi semblables pour les zones à faible relief montrent que leur morphologie est similaire, ce qui suggère que l'évolution morphologique de ces surfaces s'est fait de la même façon en partant, peut-être, d'une origine commune. Malgré un découpage différent de la région, les courbes hypsométriques de l'étude proposée par Brozovic et al. (1997) montrent les mêmes caractéristiques que les nôtres pour la distribution des altitudes. Néanmoins, ces auteurs n'avaient pas étudié la zone du Ladakh. Notre étude permet donc d'étendre le champ des surfaces de haute altitude et de faible relief placées à l'ouest de la faille du Karakorum. Dans leur étude, Brozovic et al. (1997) suggèrent que ces surfaces résultent d'une érosion glaciaire efficace durant le Quaternaire et que ce sont donc de très jeunes objets

Figure 38 : Carte de localisation des profils de rivières analysés (en bleu) et de l'extension de leurs bassins versants (en rouge). Le fond de carte est constitué du MNT SRTM dont les valeurs d'altitude sont représentées en nuances de gris du plus foncé au blanc, correspondant aux altitudes des plus basses et aux plus élevées respectivement. En gris foncé sont représentées les courbes topographiques à 4000 m et en noir les structures principales déjà représentées dans les cartes précédentes.

géologiques et géomorphologiques. Les données de thermochronologie de basse température acquises sur la surface de Deosai nous permettront de discuter de cette hypothèse dans la partie 2 de ce chapitre, consacrée à l'étude de la dénudation de la surface du plateau de Deosai.

1.2.3. Étude géomorphologique des rivières drainant le plateau de Deosai

Afin de mieux comprendre l'évolution de la morphologie du plateau de Deosai, nous avons effectué une analyse morphologique de profils en long de rivières drainant le plateau. Quatre de ces rivières se trouvent sur sa bordure nord (Figure 38) et coulent dans les vallées de Katchura et de Satpara (descente Deosai-Skardu) dans deux situées au nord-nord-est à l'est-nord-est (descente Deosai-Mehdiabad) du plateau de Deosai. Les deux autres sont la rivière drainant le centre du plateau de Deosai en s'écoulant vers le sud-est (Exutoire Sud-est) et la haute vallée d'Astor drainant l'ouest de Deosai vers le massif du Nanga Parbat/Haramosh.



Mon choix s'est porté sur ces six rivières car je pense que ce sont celles qui représentent le mieux le drainage de la zone du plateau de Deosai dont nous avons étudié la morphologie en détail plus haut. On peut noter que cinq d'entre elles sont des affluents directs de l'Indus, tandis que la haute vallée d'Astor traverse le massif de Nanga Parbat, après sa confluence avec la vallée de Rama/Rupal, avant de se jeter dans l'Indus. A cette étape de l'analyse, nous pouvons donc partir de l'hypothèse que l'évolution morphologique du profil de l'Indus aura une grande influence sur la morphologie des profils de ses affluents et ainsi sur l'évolution morphologique du plateau dans son ensemble. Comme je l'ai expliqué dans le Chapitre III, j'ai pu extraire les profils et les bassins versants des six rivières présentées précédemment grâce à l'utilisation du logiciel TAS.

La partie gauche de la Figure 39 montre les profils en long des rivières tandis que celle de droite montre l'évolution de la pente en fonction de la distance à l'origine du profil. Cette dernière est représentée dans un diagramme logarithmique et avec une courbe représentant le profil lissé de la pente. On constate que les 5 premiers profils sont caractérisés par plusieurs parties convexes plus ou moins éloignées des exutoires des rivières. Le sixième profil, représentant celui de la haute vallée d'Astor, n'en montre pas. Ces parties convexes ont pour origine des ruptures de pente également appelées « knickpoints ». Ces ruptures de pente sont marquées par une forte augmentation de la pente en aval le long du profil. Elles se développent à la faveur de variations lithologiques, par variation de vitesse de soulèvement (tectonique), ou bien à cause d'un changement du niveau de base communiqué vers l'amont (Whipple et Tucker, 1999 ; Brocard et al., 2003 ; Goldrick, 2007). Les profils de pente de la partie droite de la Figure 39, en échelle logarithmique, nous permettent de repérer plus précisément les positions de ces ruptures de pentes (Brocard et al., 2003 ; Bishop, 2005 ; Goldrick, 2007), indiquées par des barres verticales grises. Nous avons donc pu repérer quatre ruptures de pente pour la Vallée de Kat-chura, deux pour la Vallée de Satpara, deux pour la Vallée Nord-nord-est, deux pour la Vallée Est-nord-est et trois pour l'Exutoire Sud-est. En revanche, nous n'avons repéré aucune rupture de pente pour le profil de la Haute vallée d'Astor.

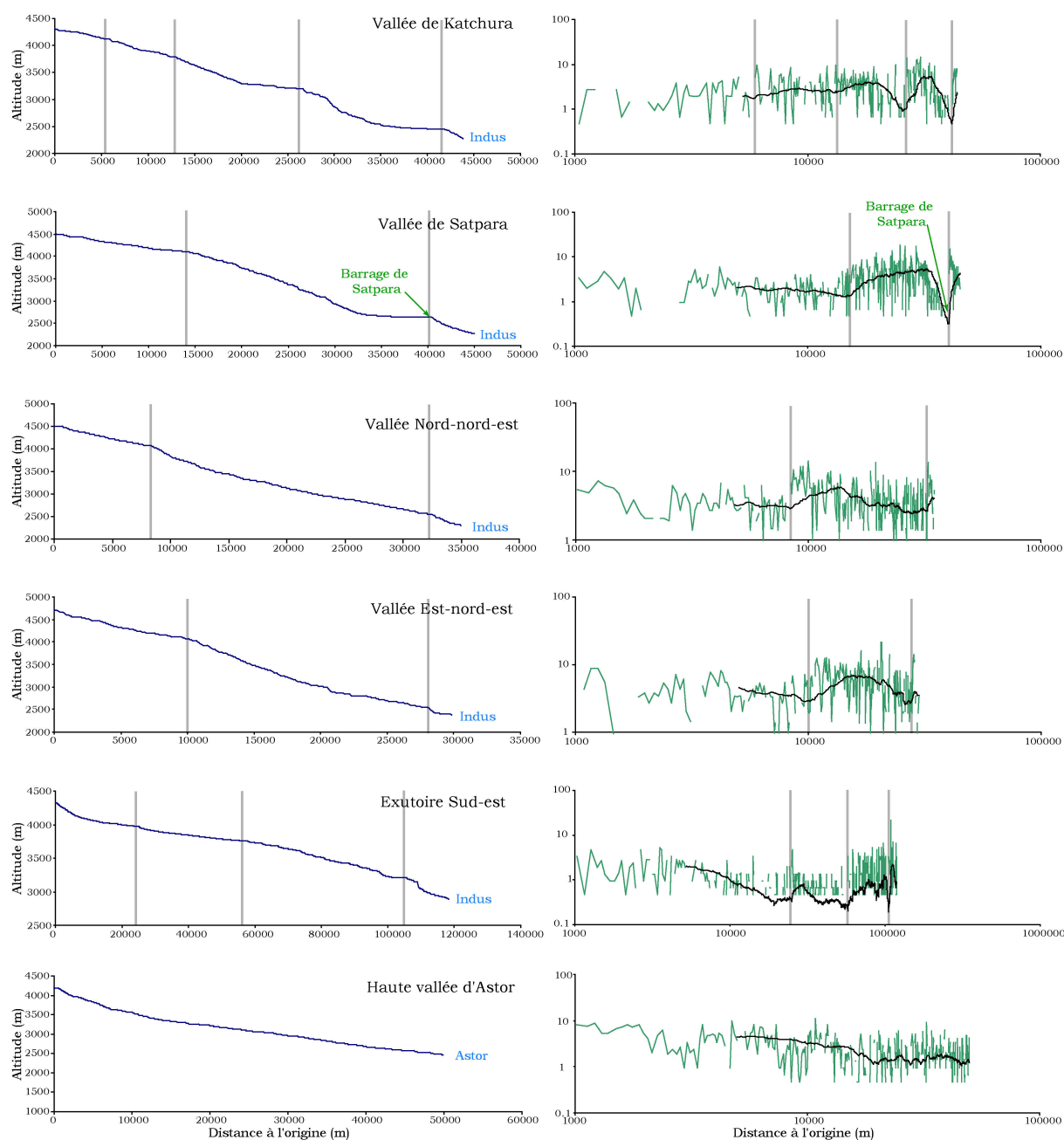


Figure 39 : A gauche : représentation graphique des profils en long des rivières drainant le plateau de Deosai (cf Figure 38). En bleu les profils des rivières en fonction de la distance à l'origine.

A droite : représentation log/log de la pente le long de chaque profil en fonction de la distance à l'origine du profil. En vert les variations de la pente, et en noir le profil lissé de la pente. Les barres verticales épaisses et grises montrent la position des ruptures de pente sur les profils.

La détermination de la position de ces ruptures de pente m'a permis de calculer la distance à l'exutoire pour chacune d'entre elles ; nous avons également calculé l'aire drainée par chacune des rivières (Tableau 4).

Nom du cours d'eau	Aire Drainée (km²)	N° de rupture de pente depuis l'amont	Distance entre les ruptures de pente et l'exutoire (km)
Vallée de Satpara	295	1	30,7
		2	4,3
Exutoire Sud-est	1994	1	93,9
		2	61,9
		3	11,8
Vallée de Katchura	639	1	38,2
		2	30,0
		3	17,8
		4	1,9
Vallée Est-nord-est	306	1	19,7
		2	2 2
Vallée Nor-nord-est	160	1	26,5
		2	2,9

Tableau 4 : Caractéristiques des profils de rivières utilisés pour l'étude morphologique de ceux-ci.

La distance à l'exutoire des ruptures de pente est représentée en fonction de l'aire drainée par la rivière considérée dans la Figure 40. Nous pouvons considérer que la vitesse de retrait horizontal des ruptures de pente est fonction de l'aire drainée en amont (Hayakawa, 2003 ; Bishop, 2005). Ceci est valable si l'on considère qu'il n'y a pas de variations lithologiques entre les différents profils considérés ce qui est vraisemblablement le cas d'en autre étude. Deosai est constitué essentiellement de roches plutoniques grano-dioritique et sur sa bordure nord de série volcanique d'arc ou volcano-sédimentaire nous pouvons donc estimer que la différence d'érodabilité est faible. Ainsi pour cette étude, en analyse de premier ordre, je considère l'ensemble de la surface drainée par la rivière et les distances qui séparent les ruptures de pente actuelles et l'exutoire de la rivière. Dans la Figure 40 nous pouvons identifier deux relations de corrélation avec des pentes différentes, entre l'aire drainée et la distance à l'exutoire des différentes ruptures de pente sur les profils. En effet, nous remarquons que les ruptures de pentes les plus en amont semblent corrélées avec l'aire drainée, comme les ruptures de pente les plus en aval. Ainsi, en considérant que la vitesse de retrait est seulement liée à l'aire drainée grâce à une lithologie homogène, je suggère que les ruptures appartenant à la même corrélation soient issues d'un événement simultané sur l'ensemble des profils.

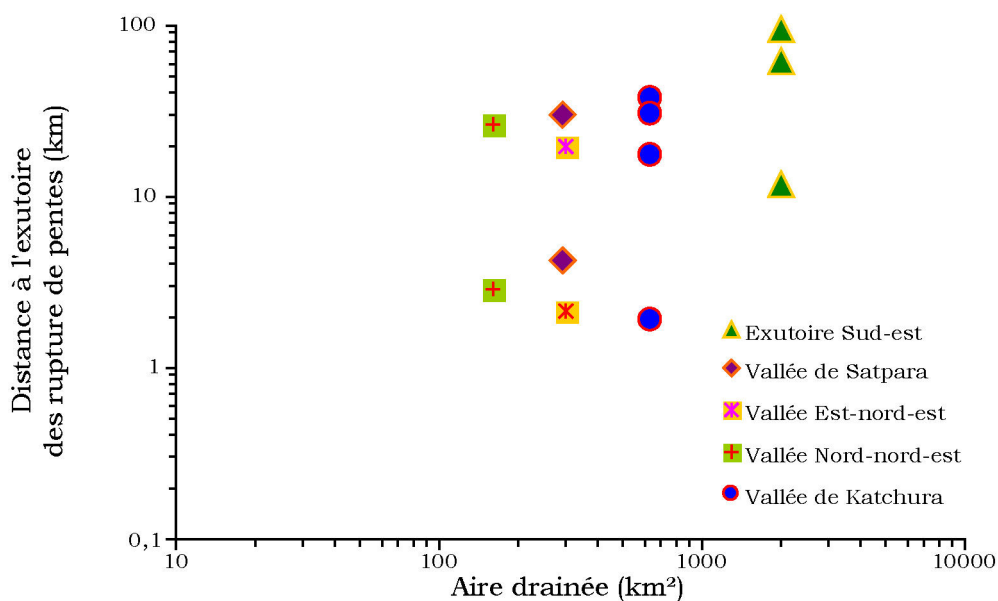


Figure 40 : Représentation graphique logarithmique de la distance à l'exutoire des points de rupture de pente en fonction de l'aire drainée de chaque rivière.

Cette dernière observation est caractéristique d'une évolution liée à des phénomènes identiques et contemporains sur l'ensemble des profils de rivières considérés. Les cinq rivières présentant des ruptures de pente sont des affluents de l'Indus. Les corrélations suggèrent donc que ces ruptures de pente soient liées à des périodes d'incision rapide de la vallée de l'Indus, phénomènes à l'origine de changements de niveau de base simultanés sur l'ensemble de ses affluents, qui sont ensuite communiqués vers l'amont à une vitesse dépendante de l'aire drainée.

Néanmoins, d'autres phénomènes peuvent être à l'origine de ces ruptures de pente formant des vallées perchées. En effet, pour les profils des vallées de Satpara et de Katchura il est avéré que les ruptures de pente les plus en aval, sont liées à la formation de lacs associés au retrait de glaciers qui existaient probablement au dernier maximum glaciaire. Les retraits glaciaires provoquant des ruptures de pente, nous ne pouvons donc pas exclure que toutes les ruptures de pente ne soient associées à ce phénomène, plutôt qu'à des périodes d'incision brutale de la vallée de l'Indus.

Pour ce qui concerne le profil de la rivière drainant le plateau vers l'ouest (Haute vallée d'Astor), nous ne voyons pas de ruptures de pente, probablement à cause de la présence du massif du Nanga Parbat/Haramosh. Comme décrit dans le Chapitre précédent, le NPHM est caractérisé par une exhumation très forte sur les derniers 5-10 millions d'années. La Haute vallée d'Astor est contrôlée par l'Astor elle-même qui est probablement en « équilibre » ; l'incision est compensée par l'exhumation.

C'est probablement pour cette raison que nous n'observons pas de ruptures de pente liées à des abaissements du niveau de base dans cette vallée.

2. Apport de l'étude thermochronologique de basse température

Comme exposé dans le Chapitre précédent, la chaîne du Karakorum et le massif du Nanga Parbat/Haramosh (NPHM) sont très étudiés et l'histoire de leur exhumation (notamment pour le Nanga Parbat) est bien connue. L'arc Ladakh/Kohistan, quant à lui, a été beaucoup moins étudié. Des âges thermochronologiques dans des systèmes différents existent sur la partie indienne de l'arc et sur le Kohistan à l'ouest du Nanga Parbat et permettent d'émettre des hypothèses sur l'histoire d'exhumation de ces régions, mais aucune donnée n'est disponible à ce jour pour le plateau de Deosai. Afin d'éclaircir l'histoire de dénudation du plateau de Deosai, nous reportons ici les premières données de thermochronologie de basse température ; traces de fission sur apatite (AFT) et (U-Th)/He sur apatite (AHe) et sur zircon (ZHe) de cette surface. Afin de mieux contraindre les processus liés à l'érosion de cette dernière, nous avons également complété les données de la littérature sur la vallée de l'Indus, de part et d'autre du NPHM, et de la Shyok en aval de Khaplu (voir la Figure 41). Ces données sont présentées dans les Tableaux (2-4) ci-dessous, la Figure 41 et la Figure 43 proposant les relations âge/altitude des différents thermochronomètres. Dans la Figure 44, nous présentons les modélisations de l'histoire thermique de trois échantillons de la surface de Deosai.

2.1. Echantillonnage

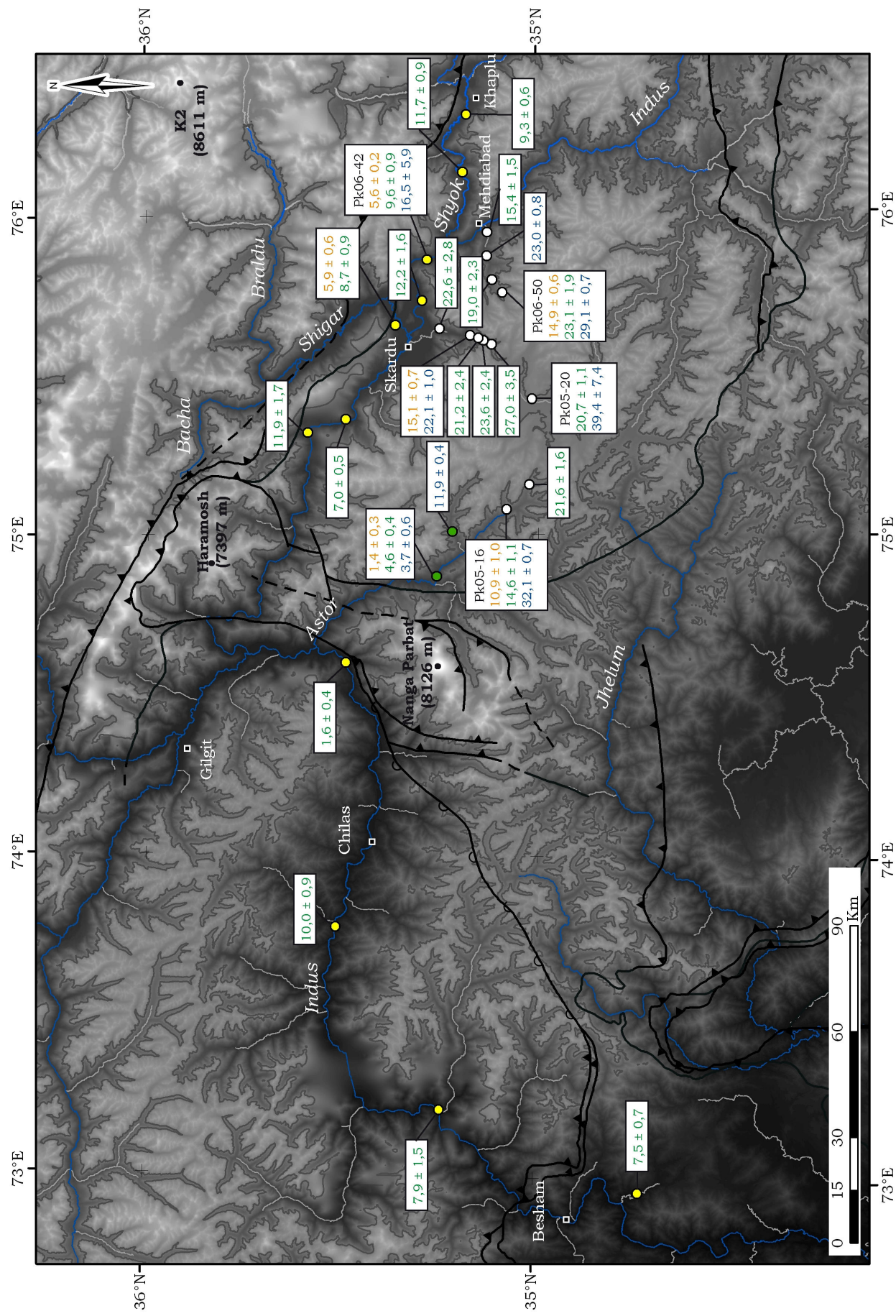
Les échantillons utilisés pour ce travail ont été collectés lors de deux missions de terrain (en 2005 et 2006) et sont répertoriés dans le tableau de l'Annexe 1. A la surface du plateau de Deosai, sur ses bordures nord et nord-est et dans la haute vallée d'Astor drainant le plateau vers l'ouest, les échantillons ont été prélevés à des altitudes comprises entre 2500 et 4000 m. Nous avons essayé d'échantillonner le plus grand nombre de site à la surface du plateau, mais certains endroits sont restés inaccessibles (voir la carte de la Figure 41). En particulier le sud de Deosai, zone militaire à proximité de la ligne de cessez-le-feu Indo-Pakistanaise, reste inconnu. De plus, à certains endroits, la lithologie ne se prêtait pas à un échantillonnage pour le type d'analyse à effectuer ou encore, malgré le prélèvement d'une quantité importante (4 à 5 kg), les échantillons se sont révélés trop pauvres en apatite et zircon. L'ensemble des échantillons analysés a été prélevé sur des affleurements de diorite, granodiorite ou granite présentant une texture microgrenue à porphyroïde

et présentant parfois des feldspaths de taille centimétrique. Dans la vallée de l'Indus et de la Shyok nous avons prélevé des échantillons des mêmes types de roches plutoniques entre 2500 m, en aval de Khaplu dans la vallée de la Shyok, et 790 m en aval de Chilas dans la vallée de l'Indus. Cette dernière partie de l'échantillonnage nous permet de compléter les données de la littérature, peu nombreuses dans la vallée de l'Indus, à part dans les gorges qui traversent le massif du Nanga Parbat/Haramosh, et de mieux contraindre l'histoire thermique de la bordure nord du plateau de Deosai.

2.2. Résultats

Sur la carte Figure 41, nous présentons l'ensemble des données de thermochronologie de basse température (AFT, AHe et ZHe) obtenues pour notre étude sur le plateau de Deosai, ses bordures et les vallées de la Shyok et de l'Indus. Sur cette carte n'apparaissent que les noms des échantillons pour lesquels nous avons modélisé l'histoire thermique dans les parties suivantes du mémoire. Les trois thermochronomètres que nous avons utilisés enregistrent le refroidissement des roches en dessous des températures de fermeture suivantes : 180 ± 20 (ZHe), 110 ± 10 (AFT) et 70 ± 10 °C (AHe). Les âges AFT présentés sont des âges centraux avec une erreur à 1σ , ceux pour les thermochronomètres (U-Th)/He sont les moyennes des aliquotes pondérées par l'erreur analytique de chacun, avec une erreur égal à l'écart type entre les aliquotes ou l'erreur analytique la plus grande si celle-ci est plus grande que l'écart type.

Figure 41 : Carte de localisation des échantillons prélevés à la surface du plateau de Deosai, ses bordures et les vallées de l'Indus et de la Shyok. Les points en blanc appartiennent à la surface du plateau de Deosai et ses bordures ; les points en vert à la haute vallée de l'Astor, les points en jaune à la vallée de l'Indus et de la Shyok. En couleur, dans les encadrés reliés aux points, les âges thermochronologiques de basse température acquis sur ces échantillons : en orange, AHe ; en vert, AFT ; en bleu, ZHe. Les échantillons dont les noms apparaissent (en noir) sont ceux utilisés pour les modélisations de l'histoire thermique du plateau et de la vallée de l'Indus présentées dans les Figure 44 et Figure 47. Comme pour la Figure 38, le fond de carte est constitué du MNT SRTM dont les valeurs d'altitude sont représentées en nuances de gris.



Les âges du plateau de Deosai pour les différents thermochronomètres, reportés plus en détail dans les Tableaux 2 à 4, se distinguent en deux tendances. Les échantillons représentés par des points verts qui sont les plus près du MMT (Main Mantle Thrust), limite structurale entre le Nanga Parbat et le plateau de Deosai (partie Ladakh de l'arc), montrent les âges les plus jeunes. On enregistre des âges ZHe (Tableau 7) de $11, 9 \pm 0,4$ Ma dans la vallée de Gudai, et $3,7 \pm 0,6$ Ma le plus près du MMT. Pour le dernier, les thermochronomètres de plus basse température enregistrent des âges de $4,6 \pm 0,4$ (AFT ; Tableau 5) et $1,4 \pm 0,3$ Ma (AHe ; Tableau 6). En moins de 25 km du MMT vers Deosai, les âges des trois thermochronomètres deviennent beaucoup plus vieux et sont homogènes sur l'ensemble de la surface du plateau. En blanc sur la carte, les échantillons provenant du plateau de Deosai montrent des âges AFT (Tableau 5) se situant en grande majorité à $\sim 21 \pm 2$ Ma. Ils varient entre $14,6 \pm 1,1$ et $27,0 \pm 3,5$ Ma, avec les âges les plus jeunes dans la haute vallée d'Astor et en bas de la bordure nord-est du plateau, et les plus vieux au niveau de la bordure nord en haut de la vallée de Satpara (menant de Deosai à Skardu). Nous avons pu également mesurer la longueur de traces confinées horizontales pour trois échantillons de la surface du plateau. Les longueurs moyennes sont comprises entre 12,9 et 12,2 μm avec un écart-type maximum de 2,1 (Tableau 5bis). Sur la Figure 42, les distributions de ces longueurs de traces pour trois échantillons, montrent toutes une dissymétrie. Elle se traduit par peu de traces longues (supérieures à 12-13 μm) et une grande proportion de traces entre 8 et 12-13 μm . Ce type de distribution suggère un refroidissement lent tout au long de l'histoire thermique (e.g., Gallagher et al. (1998)). C'est dans le but d'étayer cette hypothèse que nous avons effectué les analyses (U-Th)/He sur zircon et apatite. Celles-ci nous ont permis de contraindre l'histoire thermique au dessus et en dessous de la température de fermeture et de la zone de recuit partiel des traces de fission sur apatites.

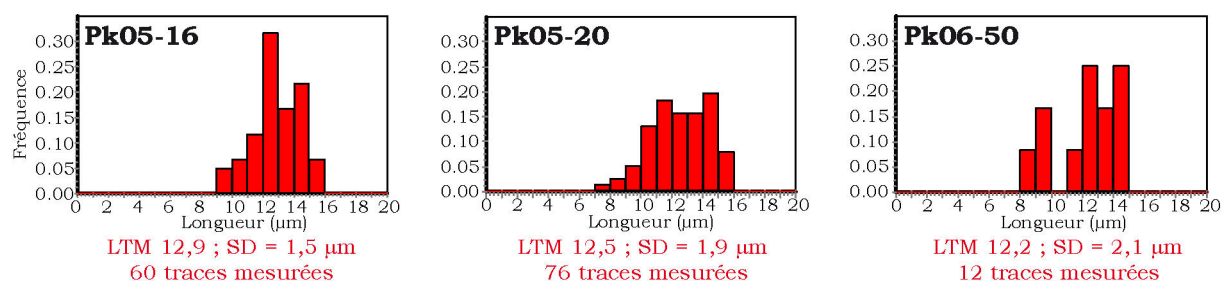


Figure 42 : Distributions des longueurs de traces confinées horizontales de trois échantillons de la surface du plateau de Deosai. Les valeurs moyennes de ces longueurs sont indiquées en rouge avec les écarts types et le nombre de traces mesurées.

Pour le thermochronomètre ZHe (Tableau 7), caractérisé par la plus haute température de fermeture, les âges moyens pondérés que nous avons déterminés sont compris entre $22,1 \pm 1,0$ Ma pour un échantillon collecté à 2960 m d'altitude dans la vallée de Satpara et $39,4 \pm 7,4$ Ma pour l'échantillon PK05-20 au centre du plateau, à 3960 m d'altitude. Les âges AHe (Tableau 6), de plus basse température de fermeture, sont en accord avec les autres données et varient entre $10,9 \pm 1,0$ Ma dans la haute vallée d'Astor à 3432 m, et $15,1 \pm 0,3$ Ma au niveau de la bordure Nord.

Pour les échantillons prélevés dans la vallée de l'Indus (en jaune sur la Figure 41), on constate qu'à l'exception de l'échantillon Pk06-59, très jeune ($1,06 \pm 0,4$ Ma) et situé à l'ouest du Nanga Parbat sur la zone de faille de Raikhot, les âges AFT sont relativement homogènes de part et d'autre du NPHM. Ainsi, nous enregistrons à l'ouest du NPHM deux âges AFT à $7,9 \pm 1,5$ Ma pour un échantillon situé à 789 m et à $10,0 \pm 0,9$ Ma pour une altitude de 1016 m. Au sud du MMT (au sud du Kohistan) nous enregistrons un âge AFT de $7,5 \pm 0,7$ Ma pour une altitude de 835 m. Pour la partie à l'est du Nanga Parbat, les âges AFT sont compris entre $7,0 \pm 0,5$ et $12,2 \pm 1,6$ Ma. Nous avons également obtenu pour cette partie deux âges pour le système AHe de $5,6 \pm 0,2$ et $5,9 \pm 0,6$ Ma et un âge ZHe de $16,5 \pm 5,9$ Ma.

On peut remarquer que la quantité de traces induites comptées pour calculer les âges AFT est fortement variable suivant les échantillons (Tableau 5). L'âge des échantillons n'est pas seul en cause. Les disparités reflètent aussi la grande variabilité de teneur en uranium de nos échantillons. Cette observation est confirmée par les données du Tableau 6 pour les âges AHe. On peut aussi noter que certains échantillons montrent une dispersion relativement forte pour les âges AFT. Comme expliqué dans le Chapitre III, dans le cas de roches ignées cette dispersion peut être liée à un refroidissement lent et à une cinétique de recuit différente pour chaque grain, conséquence d'une composition variable.

Ech.	N	ρ_s (10^6 cm^{-2})	N_s	ρ_i (10^6 cm^{-2})	N_i	ρ_d (10^6 cm^{-2})	N_d	$P(\chi^2)$ (%)	D (%)	Age $\pm 1\sigma$ (Ma)
Pk05-16	26	0,2472	515	1,6119	3358	0,5733	9956	<<1	30	14,6 \pm 1,1
Pk05-17	20	0,4737	539	2,1196	2412	0,5749	9956	<<1	25	21,6 \pm 1,6
Pk05-20	20	0,3675	549	1,6687	2520	0,5765	9956	6,3	14	20,7 \pm 1,2
Pk05-28	19	0,0675	79	0,2401	281	0,5781	9956	99,2	0	27,0 \pm 3,5
Pk05-29	20	0,1058	126	0,4332	516	0,5797	9956	77,9	1	23,6 \pm 2,4
Pk05-30	19	0,0984	107	0,4479	487	0,6901	12555	65,0	13	21,2 \pm 2,4
Pk05-31	18	0,0812	93	0,3466	397	0,6884	12555	99,7	0	22,6 \pm 2,8
Pk05-38	20	0,1888	279	2,5836	3817	0,6852	12555	36,4	8	7 \pm 0,5
Pk05-39	20	0,0349	56	0,282	452	0,6835	12555	94,5	0	11,9 \pm 1,7
Pk06-13	12	0,1956	149	4,0568	3091	0,6687	12555	5,85	19	4,6 \pm 0,5
Pk06-22	20	0,0708	114	0,757	1219	0,6655	12555	99,7	0	8,7 \pm 0,9
Pk06-26	12	0,0827	64	0,6296	487	0,6622	12555	95,3	0	12,2 \pm 1,6
Pk06-42	19	0,085	122	0,8132	1167	0,6556	12555	90,6	0	9,6 \pm 0,9
Pk06-43	12	0,236	199	1,8535	1563	0,654	12555	99,5	0	11,7 \pm 0,9
Pk06-44	23	0,2233	404	2,1962	3967	0,6523	12555	52,7	8	9,3 \pm 0,6
Pk06-50	16	0,4849	388	1,9722	1578	0,6507	12555	1,9	20	23,1 \pm 1,9
Pk06-51	16	0,2066	125	1,0792	653	0,6988	10491	7,14	26	19,0 \pm 2,3
Pk06-54	20	0,0989	156	0,624	984	0,6938	10491	26,4	15	15,4 \pm 1,5
Pk06-59	18	0,0398	48	2,2862	2759	0,649	12555	<<1	73	1,6 \pm 0,4
Pk06-64	14	0,2095	136	1,8997	1233	0,6474	12555	63,5	2	10 \pm 0,9
Pk06-66	11	0,0478	39	0,5632	460	0,6441	12555	31,6	24	7,9 \pm 1,5
Pk06-70	21	0,0863	144	1,0364	1729	0,6408	12555	90,6	0	7,5 \pm 0,7

Ech.	MTL	SD	Nl	Dpar	$\pm 1\sigma$
	(μm)	(μm)		(μm)	
Pk05-16	12,9	1,5	60	1,52	\pm 0,15
Pk05-20	12,5	1,9	76	1,39	\pm 0,20
Pk06-50	12,2	2,1	12	1,16	\pm 0,20

Tableau 5 et 3bis : Ages AFT et longueurs de traces moyennes associées si la mesure à été possible. Toutes les données ont été acquises par mes soins avec un $\zeta = 280.2 \pm 6.4$ pour le verre dosimètre IRMM540 (15 ppm U) et 333.5 ± 3.3 pour le verre dosimètre NBS962 (12.2 ppm U). Les âges sont tous des âges centraux (Galbraith et Laslett, 1993). Notation : N, le nombre de grains datés; ρ_s , la densité de traces spontanées ; ρ_i , la densité de traces induites ; ρ_d , la densité de traces enregistrée par le dosimètre ; N_s , N_i , N_d , les nombres de traces comptées pour chaque densité calculée. Durant l'irradiation un gradient axial significatif (> 3%) de fluence a été mis en évidence grâce aux verres dosimètres, ρ_d est alors calculé par interpolation pour chaque échantillon. $P(\chi^2)$, test du Chi-deux ; probabilité que les âges représentent une seule population ; D, dispersion des âges. MTL, (mean track length) longueur de traces moyenne ; SD, (Standard Deviation) écart type de la distribution de longueurs de traces ; Nl, nombre de traces mesurées ; Dpar, mesure de la taille de l'intersection entre les traces et la surface parallèlement à l'axe-C (Etch-pit), qui fournit une information sur la cinétique de recuit (Carlson et al., 1999 ; Barbarand et al., 2003).

Ech. Apatite	⁴ He (ncc)	1 σ (ncc)	U (ng)	1 σ (ng)	Th (ng)	1 σ (ng)	TA err (%)	Raw age $\pm 1\sigma$ (Ma)	Ft	Corr. Age $\pm 1\sigma$ (Ma)
Pk05-16A	0,276	0,006	0,189	0,004	0,414	0,009	3,7	8,0 \pm 0,2	0,77	10,3 \pm 0,3
Pk05-16B	0,343	0,008	0,208	0,005	0,419	0,009	3,9	9,2 \pm 0,3	0,78	11,8 \pm 0,3
Pk05-16								8,5 \pm 0,9		10,9 \pm 1,0
Pk05-20A	1,998	0,036	0,438	0,010	0,757	0,015	3,5	26,7 0,6	0,82	32,7 0,8
Pk05-20B	1,222	0,025	0,225	0,005	0,358	0,007	3,6	32,5 0,8	0,78	41,6 1,1
Pk05-20C	0,704	0,020	0,143	0,003	0,279	0,004	3,7	27,8 0,9	0,74	37,5 1,2
Pk05-20D	0,815	0,023	0,138	0,003	0,279	0,004	3,7	32,9 1,0	0,74	44,3 1,4
Pk05-20								29,6 3,2		38,2 5,1
Pk06-13A	0,173	0,008	1,159	0,025	1,118	0,023	5,6	1,0 0,1	0,80	1,3 0,1
Pk06-13B	0,052	0,004	0,296	0,006	0,271	0,006	7,4	1,2 0,1	0,72	1,7 0,1
Pk06-13								1,1 0,1		1,4 0,3
Pk06-22	0,041	0,004	0,069	0,002	0,028	0,001	10,8	4,5 0,5	0,76	5,9 0,6
Pk06-36A	0,079	0,003	0,035	0,001	0,154	0,003	5,3	8,9 \pm 0,4	0,58	15,3 \pm 0,7
Pk06-36B	0,809	0,026	0,395	0,009	0,597	0,012	4,4	12,3 \pm 0,4	0,82	15,0 \pm 0,5
Pk06-36								10,6 \pm 2,4		15,1 \pm 0,7
Pk06-42A	0,081	0,002	0,106	0,002	0,206	0,005	4,2	4,2 0,1	0,74	5,7 0,2
Pk06-42B	0,073	0,002	0,093	0,002	0,177	0,004	4,1	4,4 0,1	0,80	5,5 0,2
Pk06-42								4,3 0,1		5,6 0,2
Pk06-50A	0,194	0,007	0,084	0,002	0,310	0,006	4,6	10,1 \pm 0,4	0,69	14,6 \pm 0,5
Pk06-50B	0,095	0,003	0,054	0,001	0,127	0,003	4,5	9,3 \pm 0,3	0,61	15,2 \pm 0,6
Pk06-50								9,7 \pm 0,6		14,9 \pm 0,6
K1L23A	0,224	0,004	0,109	0,002	0,210	0,004	3,3	11,6 \pm 0,3	0,66	17,6 \pm 0,4
K1L23B	0,131	0,003	0,063	0,001	0,150	0,003	3,5	11,0 \pm 0,3	0,66	16,8 \pm 0,4
K1L23/24								11,4 \pm 0,4		17,2 \pm 0,6

Tableau 6 : Données (U-Th)/He sur apatite. Notation : TA err, erreur analytique totale relative ; Ft, facteur de correction de l'âge pour l'éjection alpha (Farley, 2002) ; Raw Age, âge mesuré ; Corr. Age, âge corrigé de l'éjection alpha. Les données en gras sont les ages moyens pondérés par l'erreur sur chaque aliquote. 1 σ pour les ages moyens pondérés est l'écart type entre les aliquotes ou l'erreur analytique si elle est plus grande pour un des aliquotes.

Les âges AHe que nous avons obtenus pour l'échantillon Pk05-20 ne sont pas utilisés pour notre étude. En effet, nous avons procédé à quatre mesures sur quatre aliquotes différents mais les âges mesurés sur ces aliquotes sont assez variables et il est difficile de prendre en compte raisonnablement un âge moyen pondéré. De plus, les âges calculés pour cet échantillon sont systématiquement plus vieux pour le système AHe que ceux donnés par le système AFT alors que la température de fermeture du premier est la plus basse. Il est fort possible que des problèmes de rétention d'He à cause de dommages liés aux radiations (Green et Duddy, 2006), soient à l'origine de ces disparités. Une étude pétrographique simple, au microscope sur une lame mince de l'échantillon, nous a également révélé que les minéraux d'apatite sont pour la plupart inclus dans des amphiboles ou proches d'oxydes, espèces minérales pouvant contenir de l'uranium. Après discussion avec Peter Rei-

ners, (University of Arizona) nous suggérons que le vieillissement des âges AHe observés, soit du à une assimilation d'He éjecté par les minéraux voisins des apatites.

Ech. Zircon	⁴ He (ncc)	1 σ (ncc)	U (ng)	1 σ (ng)	Th (ng)	1 σ (ng)	TA err (%)	Raw age $\pm 1\sigma$ (Ma)	Ft	Corr. Age $\pm 1\sigma$ (Ma)
Pk05-16A	40,156	0,488	12,020	0,248	4,900	0,093	3,1	25,2 \pm 0,6	0,79	31,7 \pm 0,7
Pk05-16B	57,951	0,737	16,391	0,333	6,181	0,119	3,1	26,8 \pm 0,6	0,83	32,4 \pm 0,7
Pk05-16								26,0 \pm 1,2		32,1 \pm 0,7
Pk05-20A	61,686	0,801	12,629	0,258	6,012	0,117	3,1	36,2 \pm 0,8	0,80	45,3 \pm 1,0
Pk05-20B	23,494	0,304	6,981	0,142	2,888	0,056	3,1	25,3 \pm 0,6	0,73	34,8 \pm 0,8
Pk05-20								29,8 \pm 7,7		39,4 \pm 7,4
Pk06-13A	0,569	0,015	1,566	0,028	0,693	0,012	3,7	2,7 0,1	0,82	3,3 \pm 0,1
Pk06-13B	1,180	0,028	2,711	0,050	1,045	0,021	3,6	3,3 0,1	0,80	4,2 \pm 0,1
Pk06-13								3,0 0,4		3,7 \pm 0,6
Pk06-19A	0,960	0,029	0,740	0,014	0,528	0,010	4,0	9,2 0,3	0,79	11,6 \pm 0,4
Pk06-19B	0,896	0,023	0,663	0,013	0,512	0,010	3,7	9,5 0,3	0,78	12,2 \pm 0,4
Pk06-19								9,3 0,2		11,9 \pm 0,5
Pk06-36A	7,276	0,165	3,228	0,059	1,604	0,030	3,5	16,7 \pm 0,5	0,73	22,8 \pm 0,6
Pk06-36B	6,120	0,142	2,897	0,054	1,455	0,027	3,5	15,6 \pm 0,4	0,73	21,4 \pm 0,6
Pk06-36								16,1 \pm 0,8		22,1 \pm 1,0
Pk06-42A	3,555	0,060	1,447	0,029	1,032	0,020	3,3	17,4 0,4	0,81	21,5 \pm 0,5
Pk06-42B	0,811	0,015	0,594	0,012	0,448	0,009	3,4	9,6 0,2	0,73	13,1 \pm 0,3
Pk06-42								12,5 5,5		16,5 \pm 5,9
Pk06-50A	7,704	0,114	2,481	0,051	1,716	0,033	3,2	22,1 \pm 0,5	0,76	29,1 \pm 0,7
Pk06-50B	4,132	0,058	1,311	0,027	1,121	0,021	3,1	21,7 \pm 0,5	0,74	29,2 \pm 0,6
Pk06-50								21,9 \pm 0,5		29,1 \pm 0,7
Pk06-53A	11,222	0,255	4,474	0,085	2,766	0,053	3,5	18,1 \pm 0,5	0,81	22,4 \pm 0,6
Pk06-53B	15,365	0,347	6,194	0,120	4,783	0,089	3,5	17,3 \pm 0,5	0,74	23,6 \pm 0,7
Pk06-53								17,7 \pm 0,5		23,0 \pm 0,8
K1L23/24	0,386	0,003	0,095	0,002	0,291	0,006	3,5	19,4 \pm 0,4	0,79	24,7 \pm 0,5

Tableau 7 : Données (U-Th)/He sur zircon. La Notation est la même que pour le Tableau 4

La Figure 43 montre les âges observés pour différents thermochronomètres par rapport à l'altitude des échantillons correspondant (listés dans le tableau Annexe 2). Les graphiques A et B représentent les âges obtenus pour le système AFT sur deux profils verticaux descendant de Deosai (Descentes Deosai-Skardu et Deosai-Mehdiabad). Les graphiques C et D représentent quant à eux respectivement les âges AHe et ZHe obtenu sur tous les échantillons de la surface du plateau de Deosai et de ses bordures.

Pour chaque jeu de données j'ai effectué une régression linéaire pondérée par l'erreur sur l'âge, suivant la méthode de Williamson (1968) avec l'altitude comme variable indépendante et l'âge comme variable dépendante. Ces régressions linéaires permettent la représentation de la relation âge/altitude de chaque jeu de données, par une droite de régression et ses limites de confiance à 95% (respectivement en rouge et en bleu dans la Figure 43) permettant de tester leur corrélation. Ainsi,

on peut constater qu'au premier ordre les données de chaque jeu sont raisonnablement bien corrélées. En effet, l'ensemble des âges observés se trouve dans l'intervalle de confiance, à l'exception de deux échantillons se trouvant légèrement en dessous, à 2594 et 2534 m d'altitude le long des transect Deosai-Skardu et Deosai-Mehdiabad respectivement (graphiques A et B).

En considérant que chaque jeu de données est représentatif d'un profil vertical, nous pouvons alors estimer, grâce aux droites de régression, une vitesse d'exhumation ainsi qu'une altitude pour l'âge 0 Ma, correspondant à la profondeur actuelle de l'isotherme de fermeture du thermochronomètre considéré (Brown et al., 1994). Dans chaque graphique apparaît donc la vitesse d'exhumation apparente (en m.Ma^{-1}), ainsi que l'ordonnée à l'origine (en m) correspondant à l'altitude de l'âge 0 Ma pour le système considéré. On constate que les vitesses de dénudation estimées grâce à cette méthode sont relativement lentes et comprises entre 118 et 158 m.Ma^{-1} .

Les flèches vertes sur la Figure 43 représentent l'altitude de l'échantillon le plus bas, correspondant au fond de la vallée de l'Indus située à ~2350 m d'altitude pour les graphiques A, C et D (échantillon Pk06-42 ; Annexe 2) et pour le graphique B à ~2500 m d'altitude (échantillon Pk06-54 ; Annexe 2). En considérant un gradient géothermique moyen de 30 $^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ et des températures de fermeture de 75 $^{\circ}\text{C}$ pour le système AHe, de 110 $^{\circ}\text{C}$ pour le système AFT et de 180 $^{\circ}\text{C}$ pour le système ZHe, les altitudes de l'âge 0 Ma sont théoriquement égales à -150 m pour le système AHe, -1316 m (graphique A) et -1100 m (graphique B) pour le système AFT et -3650 m pour le système ZHe. Cependant, on note que l'altitude indiquée par l'ordonnée à l'origine des droites de régression est systématiquement supérieure aux valeurs théoriques estimées ci-dessus. En effet, pour les graphiques A et B les différences entre les valeurs théoriques et estimées sont respectivement de ~2234 et ~2380 m, pour le graphique C de ~1628 m et pour le graphique D (ZHe) de ~2744 m. Ces différences observées pour l'ensemble des thermochronomètres, indiquent que la vitesse d'exhumation a dû fortement augmenter dans les derniers millions d'années, afin d'incurver la relation âge/altitude en dessous du point le plus bas. La corrélation des âges AHe montre que cette phase d'accélération de la vitesse de dénudation a dû se faire très récemment après 5, 6 Ma (âges AHe à l'altitude la plus basse).

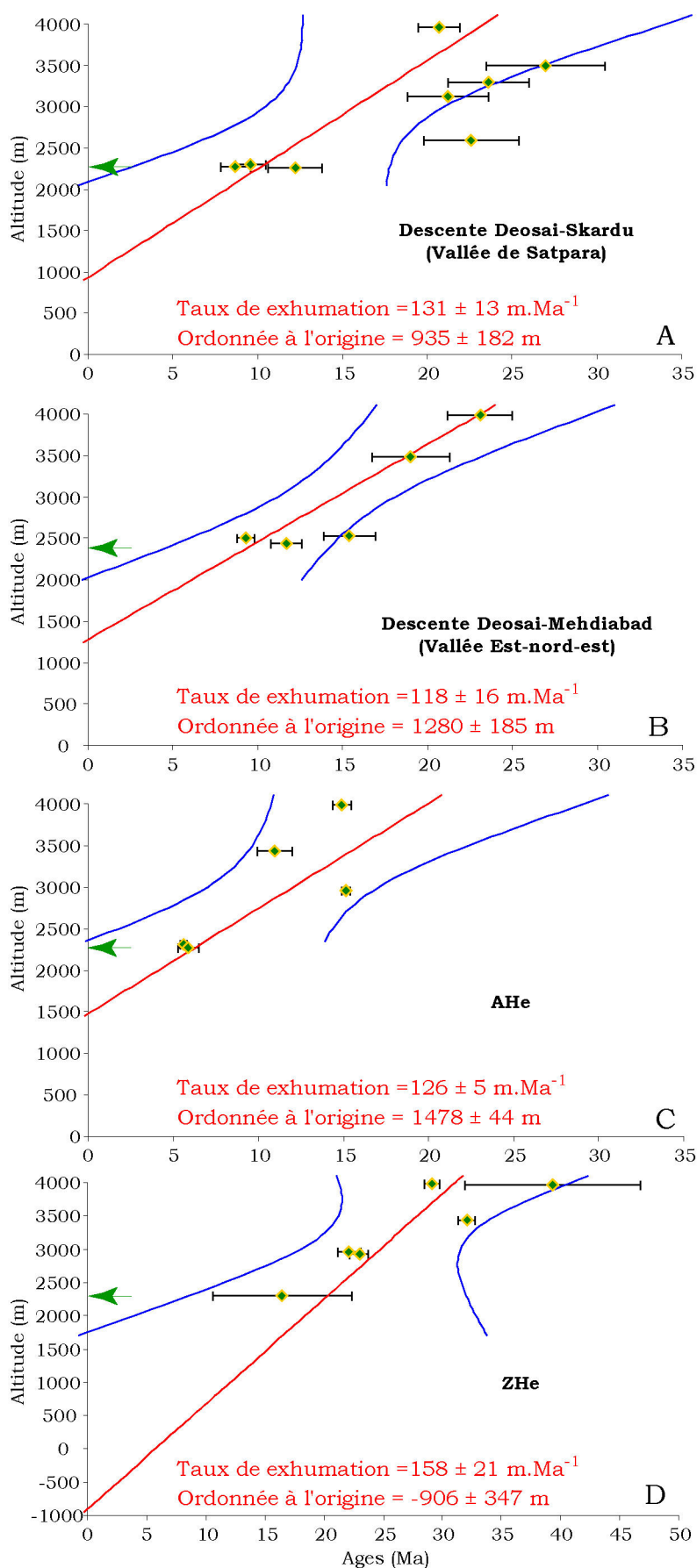


Figure 43 : A et B : Représentations graphiques des relations âge/altitude de la bordure nord du plateau de Deosai suivant deux profil verticaux le long de deux vallées distinctes pour les âges. C et D : âges (U-Th)/He observés sur zircon et sur apatite, respectivement, de la surface du plateau et de ces bordures. Les données observées sont représentées par les losanges verts et jaunes avec leurs barres d'erreur. Les courbes rouges représentent les régressions linéaires obtenues grâce à la méthode de (Williamson, 1968) et prennent en compte les erreurs sur les âges observées. Les courbes en bleues sont les limites de confiance à 95% issues de la même méthode.

Cependant, cette approche de premier ordre n'est pas tout à fait justifiée car on ne considère pas de vrais profils verticaux tels que ceux effectués en forage. Le décalage horizontal peut induire un biais dans l'analyse lié à l'effet de la topographie sur les isothermes, surtout pour les thermochronomètres de basse température (Braun, 2002). De plus, les points représentés notamment dans les graphiques A, B et C, peuvent être placés dans deux groupes distincts. En effet, on observe un groupe d'âges relativement vieux appartenant à la surface du plateau et ces bordures d'un côté et un groupe d'âges plus jeunes dans la vallée de l'Indus de l'autre, sans âges intermédiaires. On constate également que la différence d'âge entre ces deux groupes est d'autant plus flagrante que les thermochronomètres sont de plus basse température.

Dans la suite de ce chapitre nous utiliserons ces âges de thermochronologie de basse température dans un modèle (HeFTy) qui nous permettra d'estimer l'histoire thermique des roches de la surface de Deosai ainsi que celles du fond de la vallée de l'Indus. Ces modélisations permettront également de tester la cohérence des deux groupes d'âges que nous venons d'observer.

Partie 2 : Deosai, une partie préservée du plateau tibétain Éocène en Himalaya du nord-ouest ?

Cette partie est consacrée à l'interprétation des données de thermochronologie de basse température de la surface du plateau de Deosai. Appuyés sur ces analyses nous avons pu modéliser des chemins temps/température à l'aide du programme HeFTy. Cette nouvelle analyse nous permet de mieux comprendre son évolution et son histoire thermique à long terme. De plus, nous avons pu effectuer une comparaison avec les données de la littérature concernant d'autres parties de l'arc Kohistan/Ladakh et le massif du Tso Morari. Enfin, complémentaire de l'étude thermochronologique, notre étude morphologique nous permet de proposer une hypothèse quant à l'évolution de la morphologie à l'échelle du nord-ouest de l'Himalaya et du Tibet.

Une grande partie des résultats et interprétations de cette partie a fait l'objet d'un article actuellement en revue à *Nature Geoscience*. Néanmoins, comme tous les résultats de notre étude ne pouvaient pas y apparaître, j'ai choisi de ne pas intégrer simplement ce dernier à ma thèse mais plutôt de le prendre comme un appui pour étendre ma réflexion. Cet article se trouve à la fin du mémoire dans l'Annexe 5.

1. Modélisation de l'histoire thermique du plateau de Deosai.

Nous avons modélisé l'histoire thermique de trois échantillons pour lesquels nous avons obtenues des données de différents systèmes thermochronologiques. Pour ce faire nous avons utilisé le modèle d'inversion thermique HeFTy v.1.3 (Ketcham, 2005), prenant en compte les âges AFT, la distribution des longueurs de traces et les paramètres cinétiques de recuit, ainsi que les âges AHe pour mieux contraindre les basses températures, et ZHe pour les plus hautes températures (voir le Chapitre III pour plus de détails). La température estimée à la surface est comprise entre 0 et 20 °C. Nous avons effectué deux séries de modèles, l'une en contraignant l'espace temps/température (Figure 44 à gauche) et l'autre en le laissant pratiquement libre (Figure 44 à droite) ; du moins sur un espace le plus grand possible. Dans les deux cas le nombre de modèles testés pour chaque échantillon n'est pas le même, plus l'espace temps/température à explorer est grand, plus il y a

de possibilités à tester. J'ai choisi d'arrêter les modèles lorsque j'obtenais soit 25 modèles répondant à une probabilité de Kolmogorov-Smirnov (K-S) de 0,5 (bon), soit 100 ou 200 modèles répondant à une probabilité de K-S 0,05 (acceptable). Les caractéristiques des modélisations sont présentées dans le tableau suivant :

Ech.	Modèles contraints			Modèles non contraints		
	Nombre de modèles testés	Acceptable	Bon	Nombre de modèles testés	Acceptable	Bon
Pk05-16	360391	200	0	1044788	100	0
Pk05-20	4520	169	25	27468	197	25
Pk06-50	5111	81	25	77559	100	30

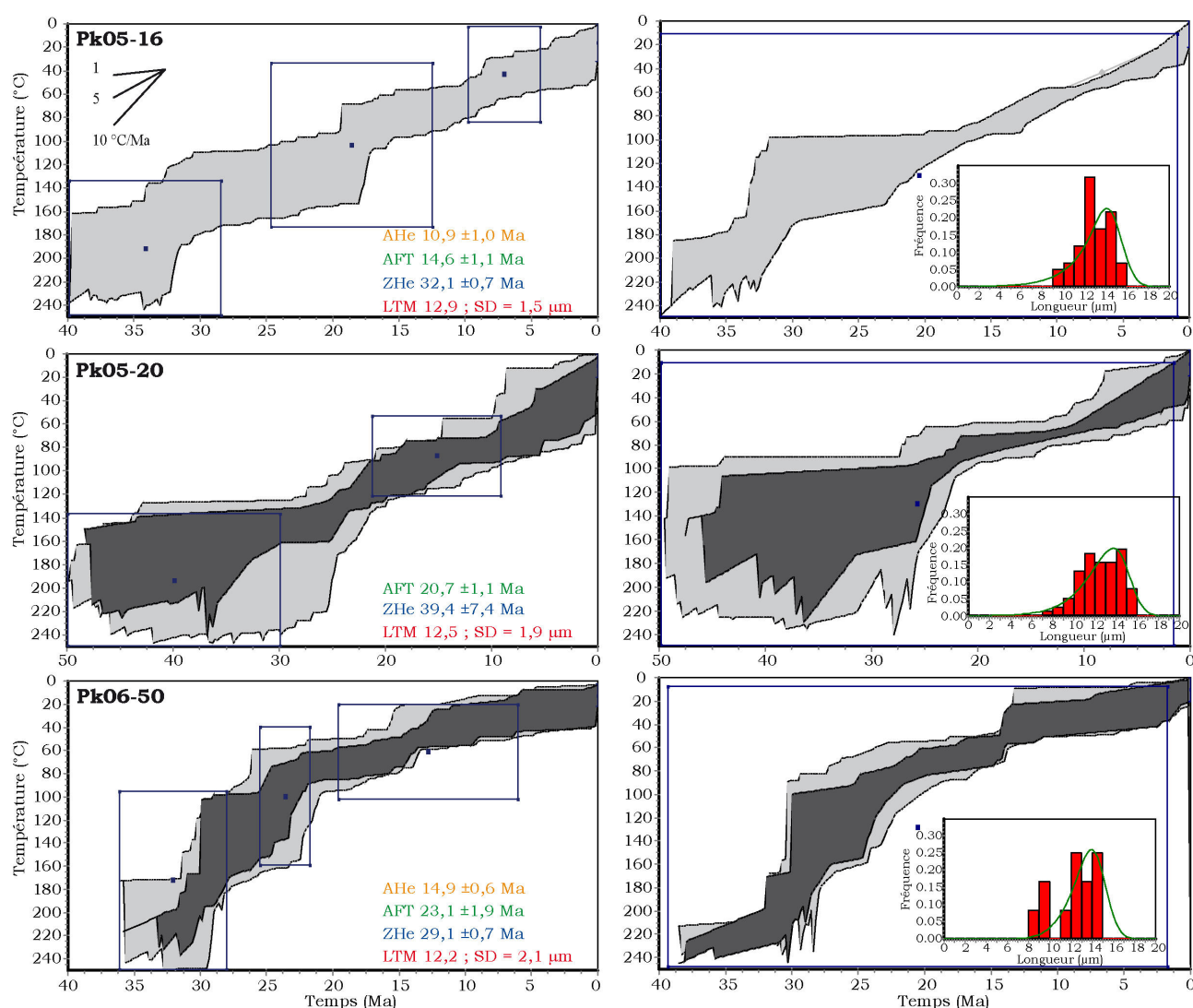


Figure 44 : Représentation des modélisations des chemins temps température des roches à la surface du plateau de Deosai ; en gris clair apparaît l'enveloppe des modèles avec une probabilité de K-S de 0,05 (acceptable) et en gris foncé de 0,5 (bon).

A gauche les modélisations contraintes par restriction de l'espace en fonction des ages thermochronologiques, les boîtes bleues correspondant à l'espace dans lequel le modèle doit pas-

ser ; en couleur, les caractéristiques des échantillons utilisées pour les modélisations (LTM : Longueur de Traces Moyenne).

A droite : les modélisations plus faiblement contraintes, la boîte bleu correspond à une aire pratiquement égale à l'espace complet ; les histogrammes en bas à droite de chaque espace temps/température représentent la distribution réelle en fréquence des longueurs de traces confinées dans chacun des échantillons ; la courbe verte associée représente la distribution des longueurs modélisée.

HeFTy nous a donc permis d'inverser l'ensemble des données observées pour chaque échantillon et de proposer des trajets temps/température rendant compte de l'histoire de refroidissement des roches de la surface du plateau de Deosai. On note que l'échantillon Pk05-16 est le seul pour lequel nous n'avons pas pu obtenir de « bons » modèles; c'est aussi l'échantillon le mieux contraint par les données. Pour l'échantillon Pk06-50 nous sommes en possession d'autant de données différentes que pour Pk05-16 mais nous n'avons pas pu mesurer autant de longueurs de traces confinées (voir Tableau 5bis). La corrélation entre les données observées et les modèles est d'autant plus délicate que le nombre de données est grand. Néanmoins, nous remarquons que dans les deux séries de modélisations la zone enveloppant les trajets « acceptables » est relativement étroite, et donc bien contrainte, pour Pk05-16. L'échantillon Pk05-20 est le moins bien contraint des trois à cause de l'absence d'âge pour le système AHe.

Les trajets temps/température modélisés montrent des histoires thermiques homogènes pour l'ensemble de la surface de Deosai, caractérisé par un refroidissement lent et continu depuis une très longue période. En effet, les données du système (U-Th)-He sur zircon, dont la température de fermeture est de 180 ± 20 °C, nous permettent de modéliser l'histoire thermique depuis 30 à 40 Ma suivant l'échantillon. La vitesse de refroidissement se situe donc entre ~ 4 et $\sim 5,3$ °C.Ma⁻¹, avec une nuance à apporter pour l'échantillon Pk06-50. En effet, la modélisation pour cette échantillon semble montrer une phase de refroidissement à une vitesse de ~ 13 °C.Ma⁻¹ entre 30 et ~ 23 Ma suivie d'une autre plus lente à une vitesse de $\sim 3,5$ °C.Ma⁻¹, entre ~ 23 Ma et l'actuel, donc une phase de refroidissement plus rapide suivie d'une plus lente que pour les autres échantillons.

Cependant, nous pouvons considérer que le refroidissement des roches de la surface de Deosai est globalement très lent depuis plus de 35 Ma. Ces histoires thermiques confirment notre hypothèse d'une vitesse de refroidissement lente et continue sur une longue période, que nous avons préalablement émise qualitati-

vement, dans la première partie du Chapitre, grâce à la distribution des longueurs de traces. Les vitesses de refroidissement que nous avons calculées grâce aux modèles peuvent être transformées en vitesses d'exhumation en faisant une hypothèse sur le gradient géothermique. Zeitler (1985) propose un gradient géothermique pour le début du Miocène, au niveau du Kohistan, de $40\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$, dans une zone située relativement loin de Deosai et séparée de lui par le Nanga Parbat. Généralement le gradient préféré pour une croûte continentale est de l'ordre de $30\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ mais je ferai un calcul plus large avec un gradient géothermique compris entre 25 et $45\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$. Admettant un gradient géothermique compris entre 25 et $45\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$, et pour une vitesse de refroidissement comprise entre 4 et $5.3\text{ }^{\circ}\text{C.Ma}^{-1}$, on obtient une vitesse de dénudation comprise entre 90 et 210 m.Ma^{-1} . Enfin, ces histoires thermiques impliquent que cette dénudation de la surface du plateau de Deosai se fasse de manière constante, lente et continue depuis une très longue période.

2. Discussion

Les trajets temps/température produits par le modèle HeFTy et l'étude de la morphologie de la région du plateau de Deosai nous ont permis de déduire une histoire d'exhumation lente et continue à long terme. Cette histoire d'exhumation a plusieurs implications majeures : premièrement, elle contredit l'hypothèse selon laquelle les surfaces de haute altitude (4000-5000 m) à faible relief observées dans le nord-ouest de l'Himalaya résultent d'une érosion glaciaire majeure durant le Quaternaire comme le proposent Brozovic et al. (1997) ; une telle érosion devrait être enregistrée par une phase récente d'exhumation rapide qui n'est pas observée dans nos données. Deuxièmement, elles suggèrent une histoire d'exhumation lente et continue depuis l'Éocène, soit 15-20 Ma d'années seulement après la collision initiale Inde/Asie. Ceci implique que la surface du plateau de Deosai s'est développée relativement tôt dans l'histoire himalayenne et limite la formation du relief de l'arc Kohistan/Ladakh au tout début du Tertiaire. Bien que les données thermochronologiques ne nous permettent pas de rendre directement compte de la surrection de la surface, l'hypothèse la plus simple déduite de ces vitesses d'exhumation constants à long terme est que le plateau a atteint son altitude moyenne actuelle (4100 m) dès l'Éocène. En effet, une phase de surrection tardive de la surface aurait dû entraîner une réponse érosive qui aurait été enregistrée par les données thermochronologiques de basse température.

Notre étude morphologique nous a également permis d'observer d'autres zones de haute altitude à faible relief, non décrites par Brozovic et al. (1997). Ainsi, nous pouvons constater qu'elles ne se limitent pas au Kohistan et au plateau de Deosai (voile blanc cerclé de rouge dans la Figure 45). Sur la carte présentée dans la Figure 45, issue de la Figure 35, nous représentons les âges traces de fission provenant de la littérature et de notre étude. Ainsi, nous pouvons constater que les reliefs fortement incisés du Karakorum et du Nanga Parbat sont caractérisés par des âges thermochronologiques AFT jeunes et nous savons que leurs vitesses d'exhumation sont rapides (5-7 km.Ma⁻¹; Chapitre IV). Contrairement, les régions de haute altitude à faibles pentes présentent systématiquement des âges traces de fission sur apatite plus vieux et leurs vitesses d'exhumation sont plus lentes (< 500 m.Ma⁻¹ cf Chapitre IV-1).

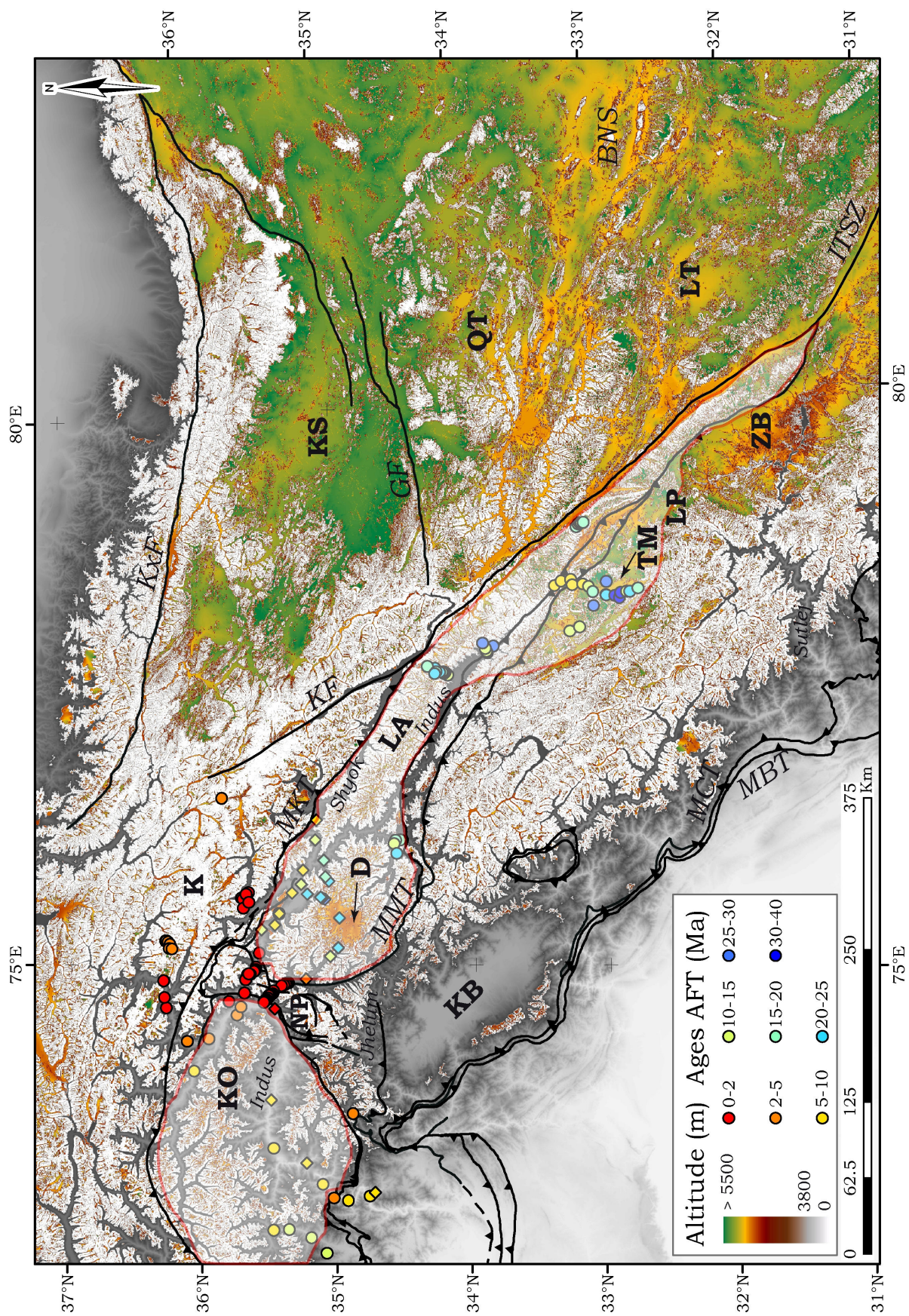


Figure 45 : De même que pour la Figure 35 nous montrons ici une carte du relief du nord-ouest de l'Himalaya et de l'ouest du Tibet montrant les régions de haute altitude (colorées en fonction de leur altitudes ; pour plus de détails le lecteur pourra se référer à la légende de la Figure 35). Surimposé à cette carte : les données thermochronologiques issues de la littérature et celles appartenant à notre étude, respectivement représentées par des cercles et des losanges (leur couleur est fonction de l'âge trace de fission sur apatite) ; une zone blanche transparente à contour rouge, indiquant l'étendue des zones de faible relief de haute altitude dans l'Himalaya du nord-ouest.

Lorsque nous comparons l'histoire de refroidissement déduite pour le plateau de Deosai avec les données disponibles pour les autres régions à faible relief de haute altitude dans le nord-ouest de l'Himalaya, le résultat est remarquablement homogène. Les données de la littérature, décrites et analysées dans le Chapitre IV et reportées dans la Figure 46 montrent aussi bien en termes de probabilité d'âge que d'histoire thermique, une même tendance, et sont tout à fait analogues aux données que nous avons pu établir pour Deosai. Il apparaît donc que l'histoire d'exhumation de toutes les régions de haute altitude et à faible relief, situées au sud de la faille du Karakorum, est caractérisée par une exhumation lente et constante depuis une longue période. En effet, celles-ci persistent au moins depuis le Miocène (~20 Ma) pour l'ensemble de zones observées et probablement depuis l'Éocène moyen (~40 Ma) pour le plateau de Deosai. Malgré une perturbation possible dans la partie est du Ladakh liée à la mise en place rapide du Haut Himalaya au début du Miocène (Kirstein et al., 2006), nous pensons que l'interprétation à plus long terme est généralisable à l'ensemble de toutes les régions de faible relief à haute altitude. Au nord du Haut Himalaya, la structure de plateau serait donc mise en place bien avant la formation de la chaîne, telle qu'on la connaît aujourd'hui. Ainsi ces surfaces seraient les reliques d'une région de plateau présente en Himalaya du nord-ouest depuis l'Éocène. Il aurait été souhaitable de pouvoir comparer l'histoire d'exhumation de l'Himalaya du nord-ouest avec celle de l'ouest tibétain, mais aucune donnée thermochronologique n'est disponible à ce jour et à notre connaissance pour cette dernière zone. Nous avons néanmoins pu analyser un échantillon provenant de la région de la faille de Gozha au sud du bloc du Kunlun Shan (repère Figure 35 K1L23/24) et échantillonné par S. Guillot et H. Leloup en 2001. Un âge AHe de $17,2 \pm 0,6$ Ma et un âge ZHe de $24,7 \pm 0,5$ Ma (Figure 46) suggèrent une histoire de refroidissement très similaire aux autres. Les données ponctuelles, et les

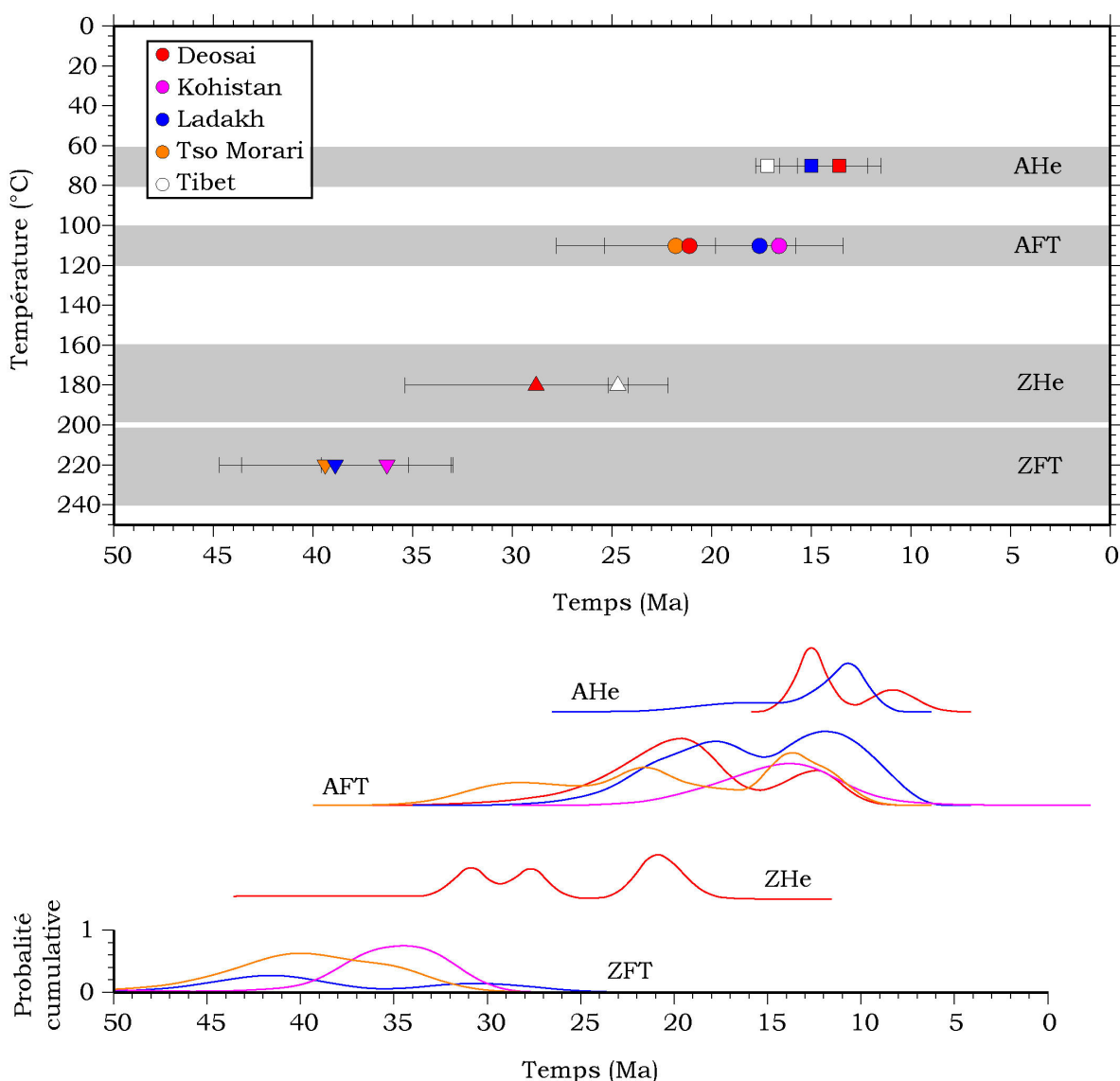


Figure 46 : Comparaison des âges thermochronologiques des régions de faibles relief de haute altitude en Himalaya du nord-ouest. Nous avons utilisé 4 âges AHe, 10 âges AFT et 5 âges ZHe pour Deosai (de cette étude), 5 âges AFT et 6 âges ZFT provenant d'échantillons à une altitude supérieure à 3000 m dans la région de Swat dans le Kohistan (Zeitler, 1985), 3 âges AHe, 33 âges AFT et 3 âges ZFT provenant du batholithe du Ladakh à des altitudes supérieures à 4000 m (Kirstein et al., 2006 ; Kumar et al., 2007) et 9 AFT et 7 ZFT provenant du massif du Tso Morari à des altitude supérieures à 4600 m.

En haut : graphique représentant âges moyen et écart type de chaque jeux de données à leur températures de fermetures respectives. Tibet : un âge AHe et un âge ZHe provenant de l'échantillon K1L23/24 provenant de Longmu-Co, dans la partie ouest du Tibet.

En bas : Le graphique montre les probabilités de densité d'âge pour chaque thermochronomètre et chaque région avec le même code de couleur que pour le graphique du haut. Ce graphique permet une meilleure vision de la répartition d'âges dans les différents jeux de données utilisées dans cette comparaison.

caractéristiques morphologiques communes entre la partie ouest du plateau tibétain et les régions de haute altitude à faible relief du nord-ouest Himalaya suggèrent donc fortement qu'ils aient une origine commune. Ainsi, appuyé sur cette discussion nous proposerons, dans les conclusions de ce travail (Chapitre VI), un modèle plus global de l'évolution morphologique à l'échelle du sud du plateau Tibétain et du nord-ouest de l'Himalaya.

Dans la partie suivante, au travers de la modélisation thermo-cinématique de l'évolution de la bordure nord du plateau de Deosai et la modélisation de l'histoire thermique de la vallée de l'Indus, je souhaite pouvoir mieux comprendre les modalités de l'érosion de cette morphologie si particulière dans le nord-ouest de l'Himalaya.

Partie 3 : Erosion de la bordure nord du plateau de Deosai

Dans cette partie, afin de préciser les modalités et les processus mis en cause dans l'érosion du plateau, je souhaite tout d'abord exploiter les données de thermo-chronologie de basse température du fond de la vallée de l'Indus. Cette approche me permettra d'en clarifier l'histoire thermique et de la comparer à celle observée pour la surface du plateau de Deosai.

Au travers de l'étude de la morphologie des profils de rivières drainant le plateau de Deosai, nous avons vu que l'érosion des bordures du plateau est probablement principalement contrôlée par l'incision de la vallée de l'Indus. Cependant, il est pour l'instant difficile d'établir la succession des processus qui ont mené à l'incision de cette grande vallée. Ainsi, dans un deuxième temps, grâce à une modélisation thermo-cinématique de l'érosion de la bordure nord de Deosai, j'apporterai de nouvelles contraintes pour comprendre son évolution.

Enfin dans un troisième paragraphe je discuterai des résultats de la modélisation thermo-cinématique et comparerai les histoires thermiques modélisées pour la surface de Deosai et pour le fond de la vallée de l'Indus, afin d'émettre des hypothèses quant à l'évolution de la morphologie de la région et des processus en cause.

3. Modélisation de l'histoire thermique de la vallée de l'Indus

Les résultats des modélisations de chemins temps/température montrant l'histoire thermique du fond de la vallée de l'Indus (Pk06-42) sont présentés dans la Figure 47. Comme pour les modélisations effectuées pour le plateau de Deosai, nous avons testé l'influence d'une restriction plus ou moins importante de l'espace temps/température à explorer par le modèle. Ainsi, nous pouvons constater que les chemins temps/température considérés comme les meilleurs sont dans les deux cas très semblables.

Nous remarquons que, comme pour le plateau de Deosai, l'histoire thermique de la vallée de l'Indus est caractérisée par une évolution très linéaire et continue et ne présente pas d'accélération majeure, contrairement à ce que proposaient les relations âge/altitude vues précédemment (Partie 1). Néanmoins, au travers de la Figure 47 nous pouvons observer une nette différence entre ces deux zones. En effet, nous calculons une vitesse de refroidissement du fond de la vallée de l'Indus de

l'ordre de 8 à 10 °C.Ma⁻¹, tandis que celles que nous avons calculées pour le plateau de Deosai sont comprises entre 4 à 5,3 °C.Ma⁻¹, soit deux fois moins rapides.

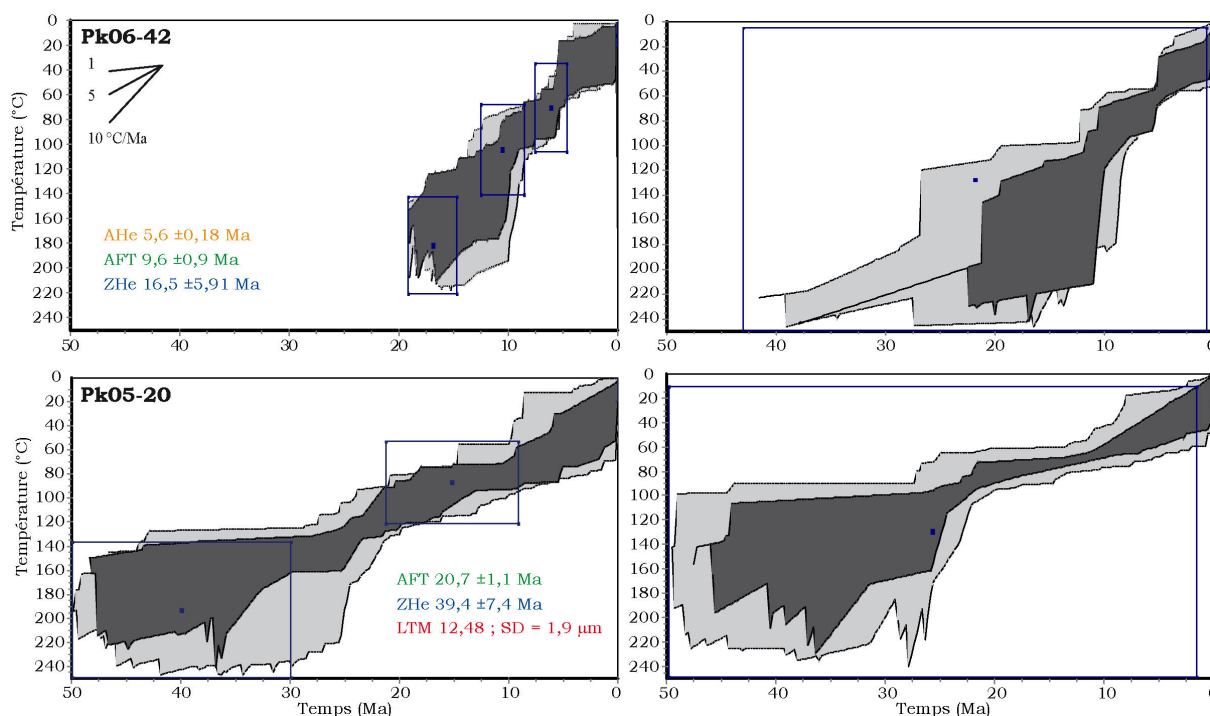


Figure 47 : Représentation de la modélisation des chemins temps/température du fond de la vallée de l'Indus (Pk06-42) et de la surface de Deosai (Pk05-20). Comme pour la Figure 44, en gris clair apparaît l'enveloppe des modèles ayant une probabilité de K-S de 0,05 (acceptable) et en gris foncé de 0,5 (bon).

A gauche : modélisations contraintes par restriction de l'espace en fonction des ages thermo-chronologiques ; les boîtes bleues correspondant à l'espace dans le quel le modèle doit passer. En couleur, les caractéristiques des échantillons utilisés pour les modélisations (LTM : Longueur de Traces Moyenne).

A droite : modélisations plus faiblement contraintes ; la boîte bleu correspond à une aire pratiquement égale à l'espace complet.

Appuyé sur cette nouvelle gamme de vitesses de refroidissement, nous calculons une vitesse d'exhumation de la même façon que pour le plateau de Deosai dans la vallée de l'Indus. Ainsi, pour un gradient géothermique compris entre 25 et 45 °C.km⁻¹, nous obtenons une vitesse d'exhumation comprise entre 200 et 400 m.Ma⁻¹. Ce résultat implique une différence d'exhumation de l'ordre de 200 m.Ma⁻¹ entre le plateau de Deosai (<200 m.Ma⁻¹) et la vallée de l'Indus. Il est donc maintenant évident que nous ne pouvons pas traiter les âges de la surface du plateau de Deosai, de sa bordure et de la vallée de l'Indus de la même façon qu'un profil vertical.

En effet, la variation latérale de vitesses d'exhumation rend la relation âge/altitude sans fondement car en aucun cas elle n'est représentative de l'évolution thermique de la région.

4. Modélisation thermo-cinématique

Les analyses thermochronologiques et la modélisation de chemins temps/température nous ont permis de déterminer qu'il existe une différence importante de vitesse d'exhumation entre le plateau de Deosai et le fond de la vallée de l'Indus. Cependant, il est difficile de déterminer les processus mis en cause dans cette variabilité. Nous avons donc utilisé le code numérique *Pecube*, permettant de résoudre l'équation du transport de la chaleur en 3 dimensions. Cette équation est calculée dans un bloc crustal dont la topographie de surface évolue au cours du temps par rapport à un état initial (cf Chapitre III-3.2).

Ainsi, grâce à ce modèle thermo-cinématique nous avons pu tester différents scénarii d'évolution d'une partie de la bordure nord du plateau de Deosai. Nous avons modélisé l'incision de la vallée de l'Indus dans une morphologie initiale de plateau, en testant l'âge du début de l'incision ainsi que sa durée et des vitesses de surrection des roches qui varient au cours du temps. Cette modélisation nous permet alors d'approcher une hypothèse d'histoire morphologique pour la zone que nous considérons.

4.1. Choix de la zone de modélisation

Le choix de la zone de modélisation s'est fait suivant plusieurs contraintes d'ordre techniques : la zone ne doit pas être trop étendue à cause du temps que prendrait un calcul sur celle-ci ; pour comprendre l'influence de l'incision de l'Indus nous avons dû choisir une zone recouvrant à la fois une partie de Deosai et une partie de la vallée de l'Indus. Enfin nous avons choisi une zone où les contraintes imposées par les âges thermochronologiques de basse température sont fortes.

La zone retenue (Figure 48) comprend donc 15 échantillons (voir tableau Annexe 3) dont 5 dans la vallée de l'Indus (4 de notre étude et 1 de Zeitler, 1985) et 10 sur la surface et la bordure du plateau. Pour chacun des échantillons pris en compte nous avons des âges AFT et/ou (U-Th)/He sur apatite et zircon. D'un point de vue géomorphologique, la bordure nord du plateau de Deosai est caractérisée par une forte pente menant de la surface de Deosai à la vallée de l'Indus. On observe un dénivelé moyen entre les deux de près de 2000 m en moins de 5 kilomètres, ce qui équivaut à une pente moyenne supérieure à 20°.

Pour réaliser les modélisations, nous avons ré-échantillonné le MNT SRTM avec un pas de 1 km. Cette résolution est suffisante pour le calcul qui serait beaucoup plus lourd avec la résolution initiale de 90 m.

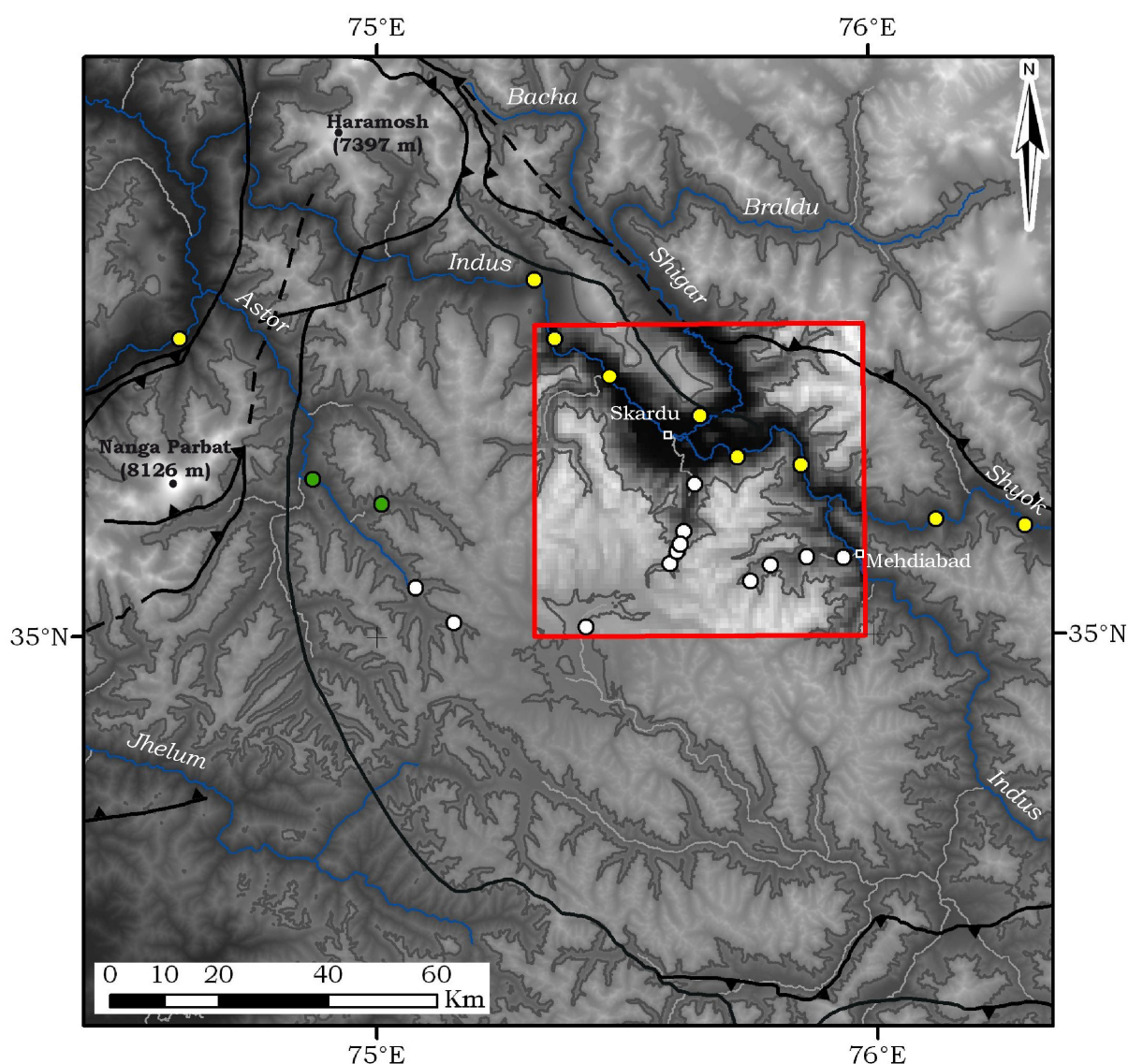


Figure 48 : Carte de localisation de la zone modélisée avec Pecube (cadre en rouge). La topographie est représentée par le même fond que les Figure 38 et Figure 41. Les points de couleur indiquent les échantillons pour lesquels nous avons des âges thermochronologiques de basse température (en jaune dans la vallée de l'Indus ; en blanc, sur le plateau de Deosai et sa bordure). Tous ceux qui sont compris dans la zone de modélisation sont pris en compte pour cette dernière.

4.2. Modélisation et inversion

Les modélisations de l'histoire thermique du plateau de Deosai nous montrent que l'évolution de la morphologie de sa surface se fait depuis environ 40 Ma. Nous avons donc limité nos modèles à cette période. De plus, le bloc crustal que j'ai utilisé pour ces modélisations est défini par les paramètres physiques suivants :

Paramètre	Notation	Valeur	Paramètre	Notation	Valeur
Epaisseur du modèle	L	40 km	Température à $z = -L$	T_L	750 °C
Densité de la croûte	ρ_c	2800 kg.m ⁻³	Température à Alt. 0 m	T_0	25 °C
Densité du manteau	ρ_m	3200 kg.m ⁻³	Gradient thermique atmosphérique	β	-6 °C. Km ⁻¹
Production de chaleur	A	0,83 μ W.m ⁻³	Module de Young	Y	10 ¹¹ Pa
Coef. de poisson	ν	0.25			

Tableau 8 : paramètres physiques du blocs crustal, pris en compte dans les modélisations Pecube

Les paramètres physiques ci-dessus sont restés constants pour l'ensemble des modélisations que nous avons effectuées. Seule l'épaisseur élastique (T_e) n'est pas donnée car elle est mal connue pour l'arc Kohistan/Ladakh. Nous avons donc commencé par tester différentes valeurs afin de mieux la contraindre.

Grâce aux différents âges thermochronologiques observés et aux modélisations de l'histoire thermique de cette région, j'ai pu commencer des modélisations directes avec des scénarii simples à deux phases. La première constitue une phase d'érosion à l'équilibre avec la vitesse de surrection des roches, d'une surface de type plateau ; durant celle-ci la morphologie n'évolue pas et la vitesse d'exhumation est imposée par la vitesse de surrection des roches. Dans la deuxième, tout le relief est créé et son état final est la topographie actuelle. Cette création de relief impose une vitesse d'érosion variable spatialement et la vitesse d'exhumation est donc imposée par la vitesse de surrection des roches et la vitesse d'érosion. Dans le modèle *Pecube*, la topographie varie grâce à un facteur de relief entre 0 et 1 ; la valeur 0 correspond à une topographie précédant l'érosion de type plateau à une altitude donnée et la valeur 1 à la topographie actuelle (Figure 49). Pour notre modèle, nous avons fait le choix de placer le plateau précédant l'érosion à une altitude de 4100 m, équivalente à l'altitude moyenne de la topographie actuelle du plateau de Deosai. Cependant, dans la zone que nous modélisons, la topographie actuelle est comprise entre 2100 et 5730 m, ce qui implique que l'on ne fasse pas évoluer le relief par simple creusement. En effet, certaines zones doivent gagner de l'altitude, ce qui signifie que, durant la phase de création du relief, l'érosion doit être moins forte que la surrection des roches dans ces zones (représentées en couleur jaune à rouge

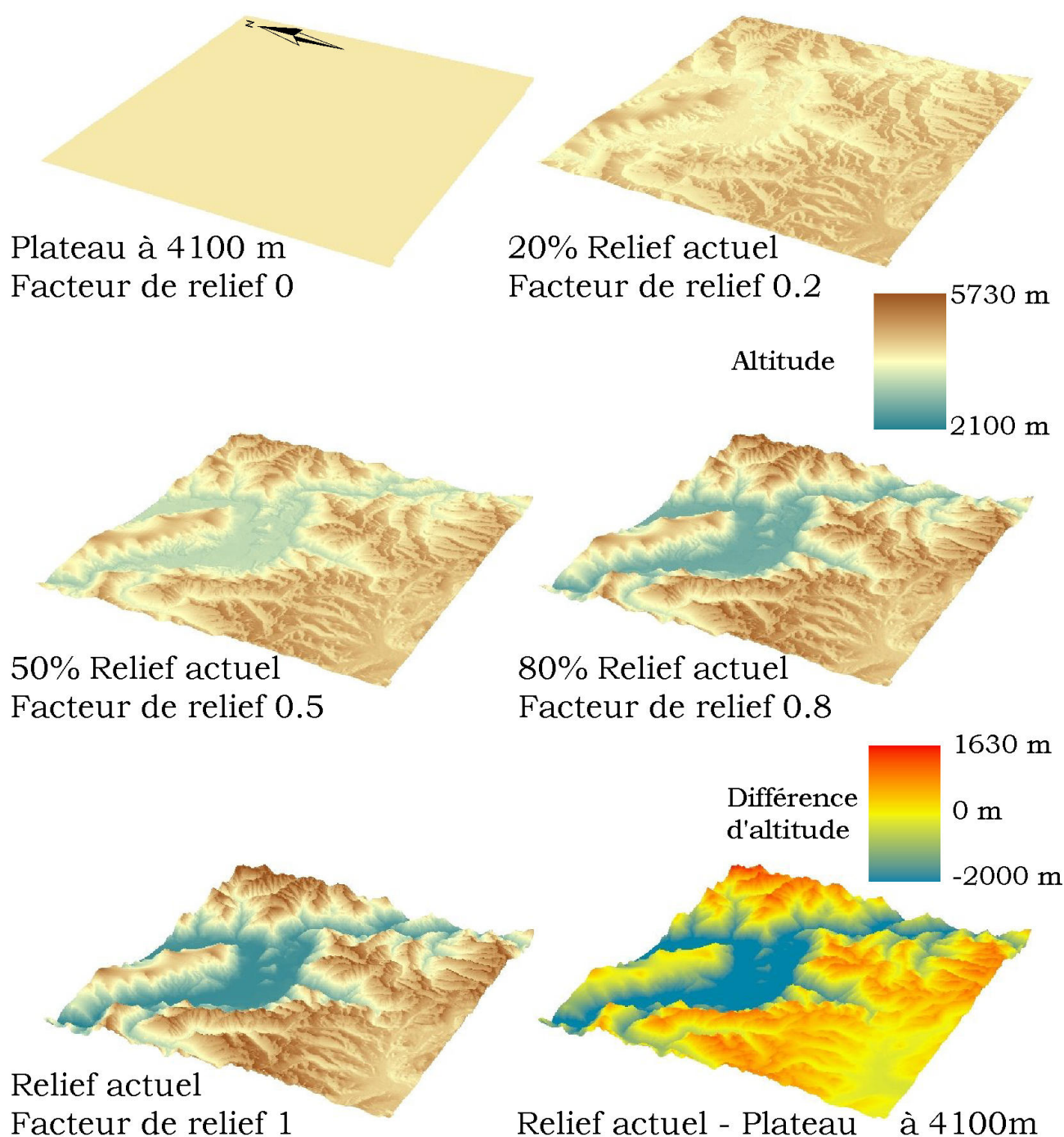


Figure 49 : Évolution 3D du relief de la bordure nord de Deosai suivant un scénario à deux phases. Les cinq premiers bloc-diagrammes sont représentés avec une échelle de couleur allant du bleu au marron représentant les altitudes comprises entre 2100 et 5730 m respectivement et avec une exagération verticale $\times 1,5$. Pour une meilleure représentation du relief un ombrage à été utilisé. Le dernier bloc en bas à droite représente la différence d'altitude entre un plateau initial à 4100 m et la topographie actuelle.

dans le bloc en bas à droite de la Figure 49). Il est très difficile, voir impossible, de déterminer l'altitude et la morphologie avant l'érosion. Nous faisons donc ici une

approximation de la morphologie de départ en prenant un plateau pour l'ensemble de la zone. Néanmoins, on peut remarquer que l'érosion est très localisée dans la vallée de l'Indus et est très faible sur le plateau (zone en bleu et en jaune respectivement, dans la Figure 49, en bas à droite).

Ce type de modèle impose donc un état statique de la morphologie dans un premier temps et la création de tout le relief dans un deuxième temps. En faisant varier la durée de chacune des deux phases et la vitesse de surrection des roches, nous avons cherché à obtenir des âges thermochronologiques prédits proches de ceux que nous avons observés. Il est apparu très rapidement que des vitesses de surrection des roches lentes, couplées à une phase d'érosion relativement récente (depuis 15-20 Ma) et localisée donnent les meilleurs résultats. Ceci a pour effet, de créer une forte variabilité des vitesses d'exhumation sur l'ensemble de la surface considérée dans la deuxième phase. Néanmoins, nous nous sommes rapidement rendu compte que l'histoire de l'évolution de la morphologie du plateau de Deosai et de son érosion pouvait être plus complexe ; c'est pourquoi nous avons effectué des inversions basées sur un algorithme d'exploration de l'espace de paramètres (Voir Chapitre III- 3.2). A chaque itération, l'espace de paramètres à explorer est réduit, focalisant vers des paramètres pour lesquels les modèles sont les meilleurs. Cette méthode nous permet alors de tester de façon automatique un grand nombre de scénarii différents et de rechercher les meilleurs.

Les résultats de trois de ces inversions sont montrés dans la Figure 50 , sous la forme de graphiques représentant la valeur de misfit de chaque modèle testé (échelle de couleur) en fonction des paramètres utilisés pour celui-ci. Les graphiques représentent des sections de l'espace à n paramètres exploré par l'algorithme d'inversion (avec n le nombre de paramètres que l'on veut faire varier). Dans un premier temps, nous avons testé l'influence de la variation de l'épaisseur élastique en plus des différents scénarii. La Figure 50 A représente une inversion sur 5 paramètres variables dans les gammes suivantes :

Paramètre			Valeur		Paramètre		Valeur	
Vitesse de surrection des roches 1 ^{ère} phase	Vitesse 1	0-500 m.Ma ⁻¹			Temps de changement de phase		0,5-35 Ma	
Vitesse de surrection des roches 2 ^{ème} phase	Vitesse 2	0-500 m.Ma ⁻¹			Épaisseur élastique	T _e	3,5-10 km	
Facteur de relief de 1 ^{ère} phase		0-0,5						

Tableau 9 : Gamme de paramètres testés dans la 1^{ère} inversion.

On peut noter que les misfits les plus faibles sont obtenus quand l'épaisseur élastique tend vers sa valeur minimale imposée. La réduction de l'épaisseur élastique a pour effet d'augmenter le rebond isostatique (Figure 54), ce qui augmente les vitesses de surrection des roches au niveau des zones érodées. Un rebond isostatique important crée des vitesses d'exhumation contrastées, permettant d'obtenir les forts contrastes d'âges que nous avons observés entre la vallée de l'Indus et la surface du plateau. Une épaisseur élastique presque nulle n'a cependant que peu de sens géologique. En effet, Burov et Watts (2006) montrent qu'un modèle du type « jelly sandwich » (une croûte dont la rigidité est constante sur son ensemble) avec une épaisseur élastique >20 km est le plus stable et le plus répandu pour la croûte continentale. Néanmoins, ils évoquent la possibilité d'un deuxième modèle du type « crème brûlée » (une croûte supérieure plus rigide que la croûte inférieure) qui correspond à une épaisseur élastique <20 km et applicable à des cas spécifiques tels que : le Basin and Range à l'ouest des E.U. Ces observations m'ont mené à effectuer par la suite deux autres inversions pour lesquelles j'ai fixé l'épaisseur élastique à des valeurs plus raisonnables de 10 km et 30 km respectivement (Figure 50 B et C). Pour ces deux inversions, nous explorons un espace à 4 paramètres qui sont la Vitesse 1, la Vitesse 2, le Facteur de relief et le Temps de changement, ces paramètres variant dans les mêmes gammes que dans la première inversion présentée.

Ces deux inversions nous apportent des résultats significatifs en termes de contraintes sur les paramètres définissant les scénarii. Ainsi, nous constatons que si le facteur de relief de la première phase est probablement largement < 1 , il est difficile de déterminer une meilleure valeur entre 0 et 0,3 (c'est-à-dire entre une morphologie initiale de plateau au sens stricte du terme ou bien avec un relief égal à 30% de l'actuel). En revanche, les vitesses de surrection des roches des deux phases et le temps de changement semblent mieux contraints dans les deux cas ($T_e = 10$ ou 30 km). De ce fait, on observe les meilleurs misfits pour une vitesse de surrection des roches dans la première phase (Vitesse 1) de l'ordre de 300 m.Ma^{-1} , une vitesse de seconde phase comprise entre 10 et 100 m.Ma^{-1} et un temps de changement de phase vers 26 Ma après le début de la modélisation soit il y a 14 millions d'années. Il semble donc que, contrairement aux autres analyses, la modélisation thermo-cinématique suggère un ralentissement de la vitesse d'exhumation avec une phase d'érosion rapide et récente. Ce ralentissement, associé à une érosion localisée, est cohérent avec le contraste des âges que nous observons.

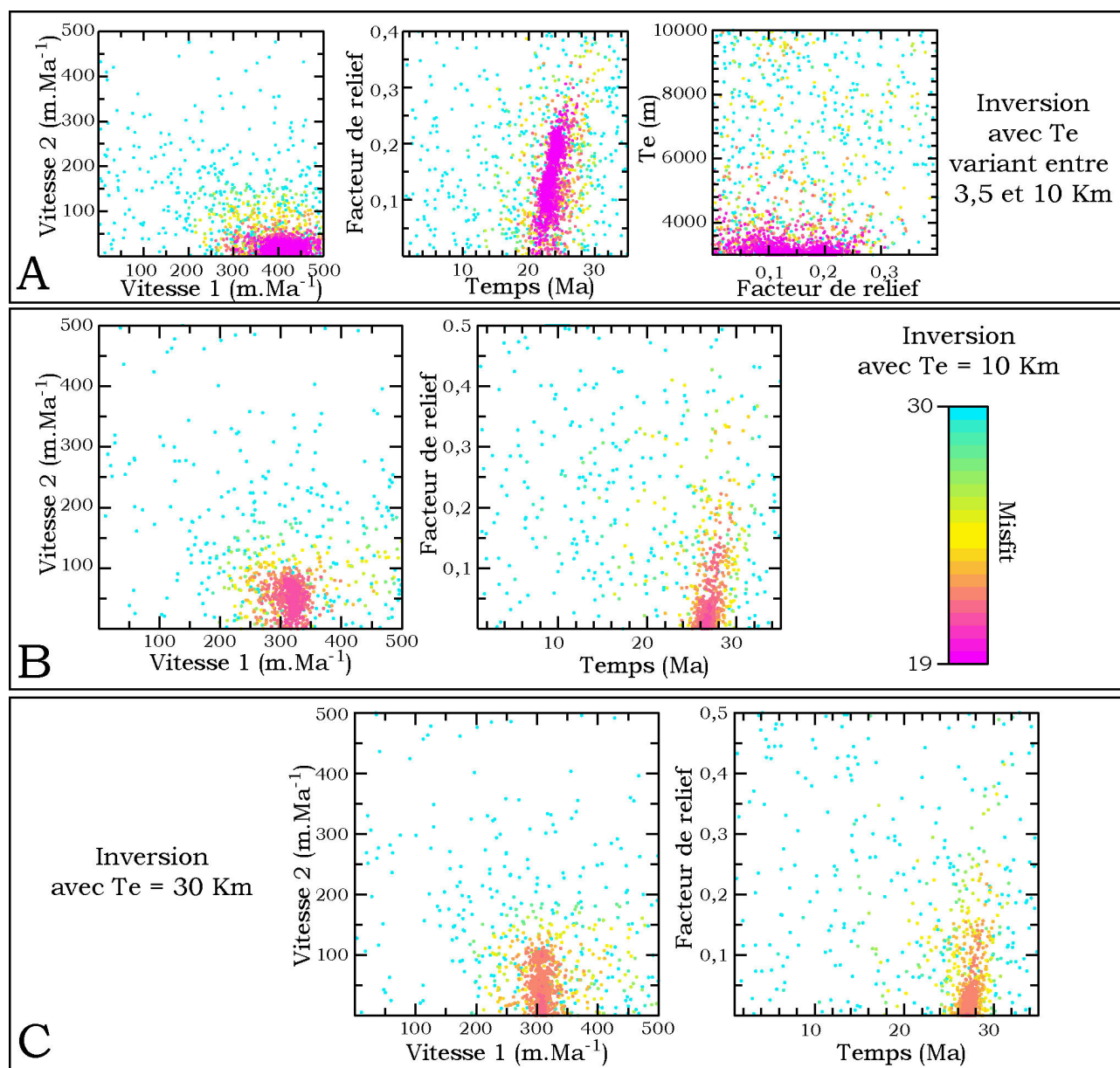


Figure 50 : Représentation graphique des misfits de différentes inversions (5000 à 7000 modèles testés), en fonction des paramètres décrivant le scénario. Pour chaque modèle, Pecube calcule un misfit représentatif de la compatibilité des âges modélisés avec ceux observés. Plus le misfit est grand, moins la compatibilité est bonne. Ici sont présentées trois inversions différentes (A, B et C) détaillées dans le texte.

Ces résultats d'inversion m'ont permis de faire de nouvelles modélisations directes dont les scénarii sont guidés par les contraintes apportées par les inversions. Dans la Figure 51, j'ai représenté les résultats d'un modèle au meilleur fit et dont les paramètres sont les suivants :

Paramètres		Valeurs	Paramètres		Valeurs
Vitesse de surrection des roches 1 ^{ère} phase	Vitesse 1	300 m.Ma ⁻¹	Temps de changement de phase		26 Ma
Vitesse de surrection des roches 2 ^{ème} phase	Vitesse 2	100 m.Ma ⁻¹	Épaisseur élastique	T _e	10 km
Facteur de relief de 1 ^{ère} phase		0			

Cette figure montre les âges des différents systèmes thermochronologiques prédits par Pecube à la surface actuelle. Ainsi de gauche à droite sont représentés, avec une échelle de couleur commune, les âges AHe, AFT et ZHe. On peut remarquer que les âges des différents systèmes thermochronologiques sont fortement influencés par la topographie, témoignant d'un impact fort provoqué par l'incision des vallées sur les vitesses d'exhumation. Pour effectuer une comparaison, j'ai reporté les âges observés pour chacun des systèmes thermochronologiques. Ceux-ci sont représentés par des petits losanges dont la couleur est fonction de l'âge, suivant la même échelle de couleur que celle des cartes. On constate que, même si la modélisation est peu éloignée des âges que nous avons obtenu pour cette étude, nous ne les reproduisons pas exactement.

En effet, nous pouvons également comparer les âges observés et prédits en fonction de leur altitude (Figure 51, graphiques en bas). Nous constatons sur ces graphiques que les âges calculés par Pecube sont systématiquement plus jeunes que ceux observés à la surface et sur la bordure du plateau et plus vieux pour la vallée de l'Indus. De plus, la division en deux groupes des âges observés que nous avons déjà pu considérer dans la Partie 1, entre la vallée de l'Indus et la surface de Deosai et sa bordure nord (respectivement en jaune et en blanc, sur la carte Figure 48), est encore plus marquée dans ces graphiques, notamment pour le système traces de fission sur apatite. En vue de ces relations age-altitude, nous pouvons proposer en première approximation et d'un point de vue qualitatif que l'érosion se fait en deux phases, ce qui serait à l'origine du contraste des âges que nous observons (tracé en pointillé vert dans la Figure 51). Afin de tester cette nouvelle hypothèse, j'ai donc effectué de nouvelles modélisations avec des scénarii à quatre phases ; deux phases d'érosion à l'équilibre et deux phases érosives créant le relief actuel en deux temps.

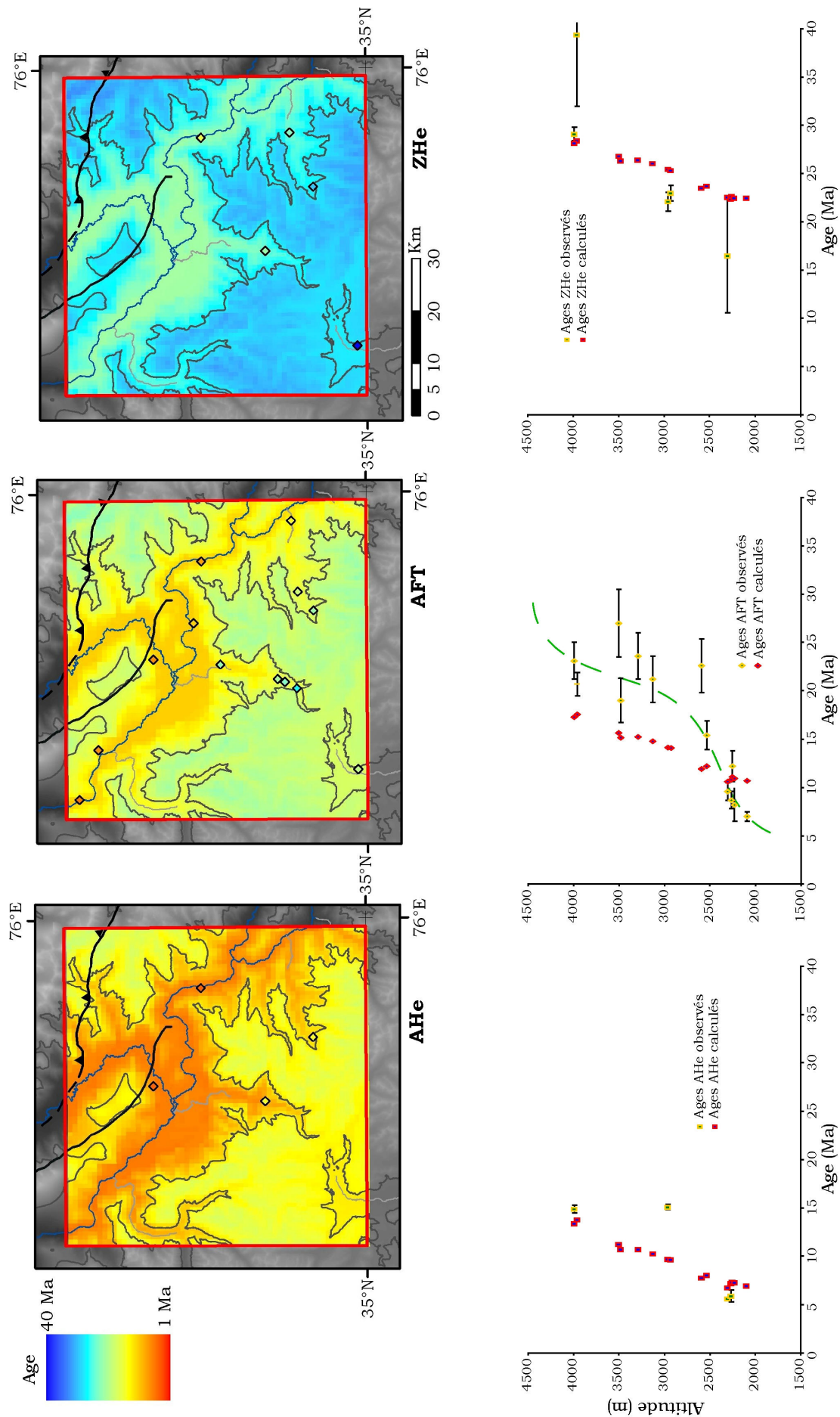


Figure 51 : Présentation des résultats d'une modélisation en sens direct issue des résultats de l'inversion faite avec une épaisseur élastique de 10 km. Les trois petites cartes montrent la zone de modélisation et les âges prédits par le modèle Pecube pour différents thermochronomètres à la surface. De gauche à droite : carte des âges prédits pour les systèmes (U-Th)/He sur apatite, traces de fission sur apatite et (U-Th)/He sur zircon. L'échelle de couleurs est fonction de l'âge prédit et est la même pour les trois cartes. Les âges vont de 1 à 40 Ma représentés du rouge pour les âges les plus jeunes au bleu pour les plus vieux. Sur les cartes apparaissent également les âges observés sur les échantillons pour les thermochronomètres correspondant. Les graphiques sous les cartes montrent les âges prédits par Pecube et observés sur les échantillons collectés en fonction de leur altitude. En jaune les âges observés avec leurs barres d'erreur à 1σ et en rouge les âges prédits par Pecube.

Pour cette nouvelle modélisation j'ai pu tester différents scénarii en faisant varier les temps de changement, les vitesses de surrection de roches et le facteur de relief pour chacune d'entre elles. Dans la Figure 52 ci-après nous pouvons voir le résultat de la modélisation avec *Pecube* pour laquelle j'ai obtenue les meilleurs misfits, suivant un scénario décrit ci-dessous :

Paramètres		Valeurs	Paramètres		Valeurs
Vitesse de surrection des roches 1 ^{ère} phase	Vitesse 1	300 m.Ma ⁻¹	Facteur de relief de 2 ^{em} phase		0,3
Vitesse de surrection des roches 2 ^{ème} phase	Vitesse 2	100 m.Ma ⁻¹	Facteur de relief de 3 ^{em} phase		0.3
Vitesse de surrection des roches 2 ^{ème} phase	Vitesse 3	100 m.Ma ⁻¹	Temps de changement de phase		20, 25, 35 Ma
Vitesse de surrection des roches 2 ^{ème} phase	Vitesse 4	100 m.Ma ⁻¹	Épaisseur élastique	T _e	10 km
Facteur de relief de 1 ^{ère} phase		0			

Nous obtenons donc une modélisation suivant laquelle nous avons une première phase d'érosion à l'équilibre durant 20 Ma, puis une phase érosive de 5 Ma durant laquelle 30% du relief est créé. Ensuite nous modélisons une nouvelle phase d'érosion à l'équilibre durant 10 Ma conservant la topographie à un facteur de relief de 0,3 et enfin une dernière phase entre 35 et 40 Ma après le début du modèle le reste du relief est créé pour atteindre la topographie actuelle.

Nous pouvons constater suivant les résultats exposés dans la Figure 52, que malgré une érosion biphasée les âges calculés par Pecube ne représentent pas la différence que nous observons sur ceux des échantillons. En effet, nous observons

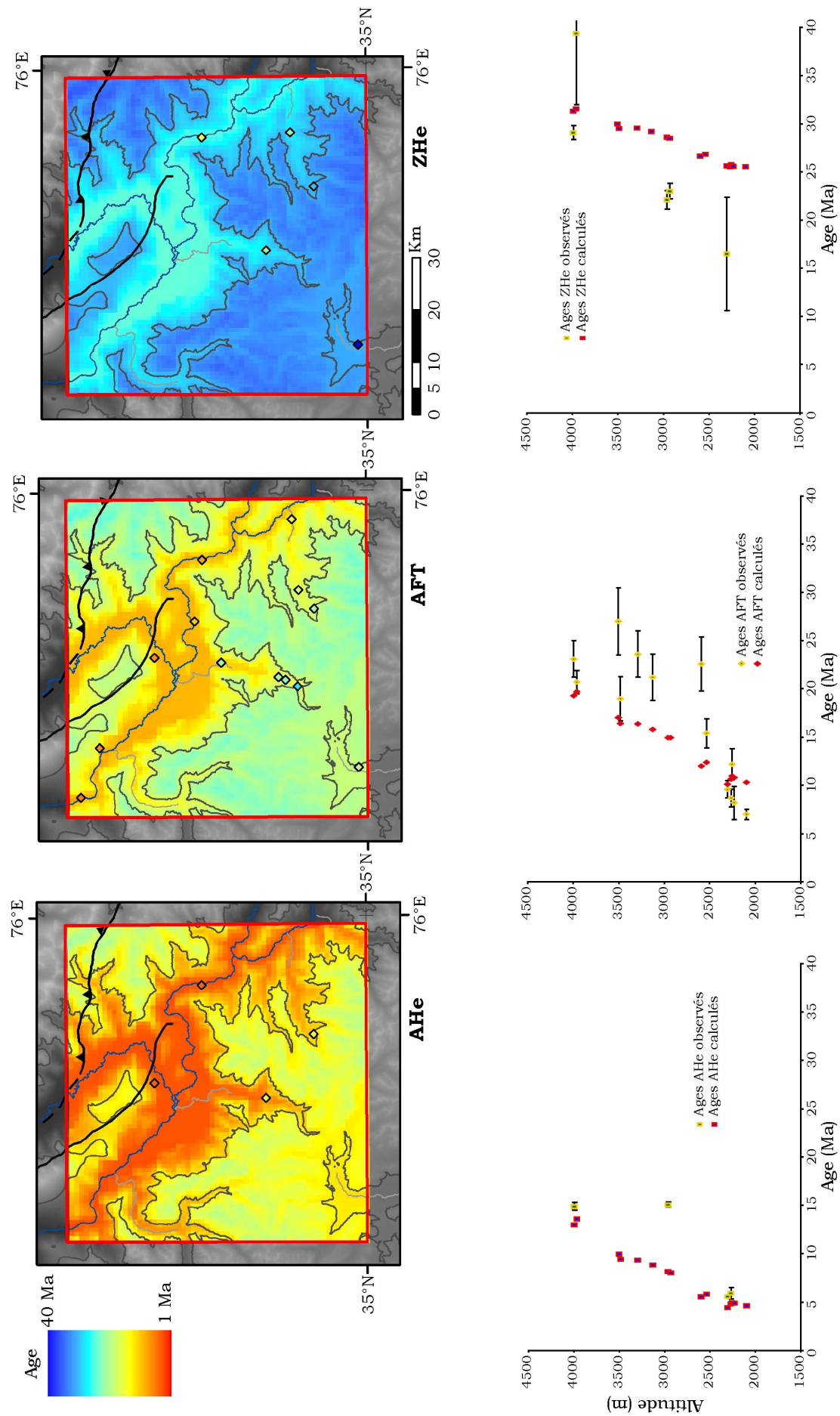


Figure 52 : Présentation des résultats obtenus pour une modélisation avec *Pecube* suivant un scénario à quatre phases. Les couleurs et symboles sont identiques à ceux de la Figure 51.

que les âges AFT calculés sont légèrement mieux corrélés avec les âges observés mais sont toujours plus jeunes sur le plateau et plus vieux dans la vallée de l'Indus. En revanche, contrairement au premier modèle (Figure 51), nous ne pouvons pas faire le même constat pour les systèmes (U/Th)/He sur apatite et zircon. Un seul des âges observés pour le système ZHe est plus vieux que ceux calculés par *Pecube* et l'ensemble des âges du système AHe calculés est plus jeune que ceux observés. De plus, on peut noter que pour ces deux sets de données, la corrélation avec les âges observés est moins bonne que pour le modèle plus simple à deux phases.

Cette dernière observation suggère que l'évolution morphologique des paysages que nous avons étudiés n'est probablement pas aussi simple que nos modèles, c'est-à-dire qu'une vitesse de surrection des roches homogène associée à une érosion localisée, même biphasée, n'est pas suffisante pour expliquer le contraste des âges observés.

5. Discussion

Comme nous venons de le voir, l'évolution de la morphologie de Deosai et l'histoire d'exhumation de cette région sont probablement plus complexes que celles fournies par les modélisations thermo-cinématiques. Néanmoins, les résultats de ces dernières analyses ont des implications remarquables : premièrement, la modélisation de l'histoire thermique du fond de la vallée de l'Indus comparée à celle de la surface du plateau de Deosai nous apprend que ces entités n'évoluent pas à la même vitesse d'exhumation sur les derniers ~16 Ma. Deuxièmement, les modélisations thermo-cinématiques montrent que l'érosion de la bordure nord du plateau de Deosai est relativement récente dans l'histoire de l'évolution du plateau. Cependant, malgré cette érosion tardive et localisée, à l'origine de la différence d'altitude entre la vallée de l'Indus et la surface de Deosai, nous ne pouvons expliquer le contraste entre les âges observés sur ces deux surfaces. Ainsi, ces résultats suggèrent que la vitesse de surrection des roches n'est pas nécessairement homogène du nord au sud.

Précédemment, nous avons calculé grâce à la modélisation d'histoires thermiques, une différence de vitesse d'exhumation entre le fond de la vallée de l'Indus et la surface de Deosai continue de $\sim 200 \text{ m.Ma}^{-1}$ (différence entre V_1 et V_2 de la Figure 53). L'altitude moyenne de la surface de Deosai est de $\sim 4100 \text{ m}$, tandis que celle de la vallée de l'Indus bordant le nord du plateau est de $\sim 2200 \text{ m}$. La différence d'altitude h (Figure 53) que nous observons est donc de 1900 m . En conséquence, avec la différence de vitesse d'exhumation calculée précédemment, il ne faut que 10 Ma pour créer la différence d'altitude que nous venons d'observer si les vitesses de surrection des roches V_3 et V_4 de la Figure 53 sont homogènes et égales à 200 m.Ma^{-1} (cas modélisé par *Pecube*). Ce résultat renforce l'hypothèse d'une érosion très récente mais n'est pas compatible avec la modélisation des histoires thermiques. En effet, nous voyons que la vitesse d'exhumation est continue et égale à 200 m.Ma^{-1} durant les derniers 35 Ma pour la surface de Deosai. Celle du fond de la vallée de l'Indus est de 400 m.Ma^{-1} depuis au moins 16 Ma . Ce constat permet de dire que la différence d'exhumation à l'origine de la création du relief perdure depuis au moins 16 Ma . Les résultats des inversions de modèles thermo-cinématiques (*Pecube*) sont en accord avec la période de 16 Ma d'années énoncée précédemment car ils suggèrent une période d'incision de la vallée de l'Indus débutant il y a 14 Ma . En effet, la vitesse d'exhumation des roches est la résultante de leur surrection et de leur érosion, or dans le modèle *Pecube* seule une vitesse de surrection invariable

dans l'espace est modélisable. Celle-ci est appliquée à l'ensemble du bloc crustal modélisé, à laquelle vient éventuellement s'ajouter un changement de relief, à l'origine de l'érosion. Dans ce cas le seul mécanisme qui peut être à l'origine d'une surrection des roches variable est le rebond isostatique. La seule solution pour modéliser un contraste d'âge aussi fort entre la vallée de l'Indus et le plateau de Deosai est alors de modéliser le comportement d'un bloc crustal dont l'épaisseur élastique équivalente est très fine (< 5 km proposé par la première inversion de la Figure 50). Comme le montre la Figure 54, l'incision de l'Indus au sein du plateau provoque un rebond isostatique dont nous avons calculé la valeur pour chaque point de la zone modélisée par *Pecube* (carte Annexe 4) et pour différentes valeurs d'épaisseur élastique (T_e) : 3,5, 10 et 30 km.

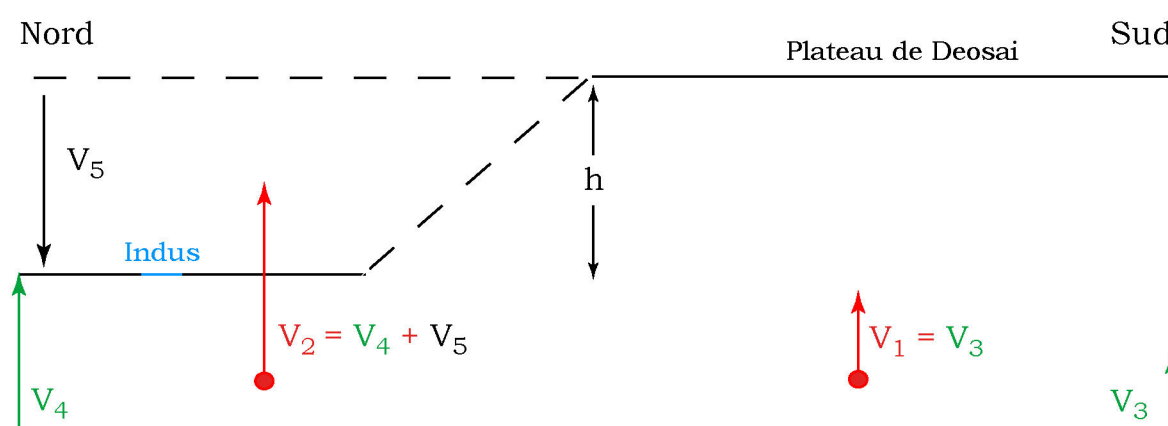


Figure 53 : Dessin schématique permettant de visualiser les différentes composantes de l'évolution du relief. V_1 , la vitesse d'exhumation à la surface du plateau ; V_2 , la vitesse d'exhumation au niveau de la vallée de l'Indus, V_3 , la vitesse de surrection des roches au niveau du plateau ; V_4 , la vitesse de surrection des roches au niveau de l'Indus ; V_5 , vitesse d'incision ; h , la différence d'altitude entre la surface du plateau et la vallée de l'Indus.

Le calcul de rebond isostatique est fait en résolvant l'équation de la flexure suivant la méthode présentée dans le paragraphe Chapitre III-3.2., avec la répartition spatiale d'érosion/chargement montrée dans la Figure 54 (équivalente à la différence la topographie actuelle et la topographie initiale de plateau à 4100 m). Nous pouvons effectivement noter que, pour une épaisseur élastique faible (3,5 km) le rebond isostatique est plus prononcé et plus variable dans l'espace :

Valeur de l'épaisseur élastique	3,5 km	10 km	30 km
Valeur maximale du rebond isostatique	647 m	283 m	256 m
Valeur minimale du rebond isostatique	32 m	237 m	254 m

Tableau 10 : Résultats du calcul de rebond isostatique pour différentes valeurs d'épaisseurs élastique.

Néanmoins, comme nous l'avons déjà montré auparavant, une telle modélisation a peu de sens géologique pour l'arc Kohistan/Ladakh ; c'est pourquoi nous avons fait le choix de fixer l'épaisseur élastique à 10 ou 30 km. Nous notons que pour de telles épaisseurs élastiques, la différence de rebond isostatique entre la vallée de l'Indus et la surface du plateau n'est que très faible, malgré une érosion localisée, et clairement pas assez importante pour faire varier la vitesse de surrection des roches au point de produire le contraste que nous observons sur les âges.

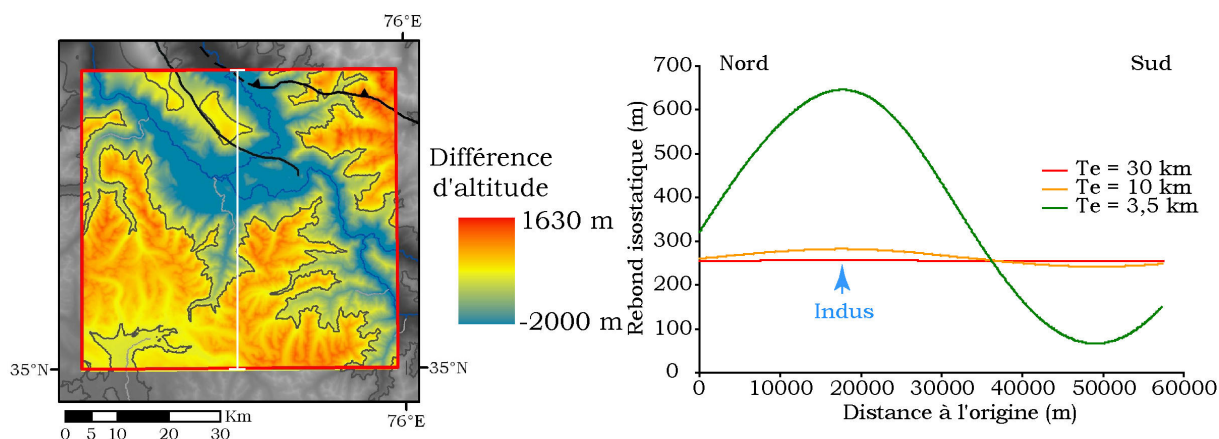


Figure 54 : Calcul du rebond isostatique en fonction de l'épaisseur élastique (T_e) appliquée au modèle. La carte représente la différence entre la topographie avant érosion (plateau à 4100 m) et la topographie actuelle en tout point de la zone de modélisation. L'échelle de couleur permet de visualiser les zones où il y a eu de l'érosion et les zones où il y a eu « chargement ». En blanc, la trace des profils de rebond isostatique représenté sur le graphique à droite.

Une deuxième solution d'origine tectonique est envisageable pour créer des vitesses d'exhumation différentielles. Pour cela, il nous faut considérer une vitesse de surrection des roches plus rapide au nord qu'au sud, pouvant être expliquée par un basculement vers le sud de l'ensemble de la région. Si nous reprenons le schéma de la Figure 53, h reste égale à la différence d'altitude entre le plateau et le fond de la vallée (1900 m), le temps minimum d'incision créant la différence d'altitude imposée par les histoires thermiques est de 16 Ma et nous formons la vallée à une vitesse V_5 de 120 m.Ma⁻¹. Connaissant la vitesse d'exhumation au niveau de la vallée V_2 de 400 m.Ma⁻¹, nous pouvons calculer la vitesse de surrection des roches V_4 pour cette surface égale à $V_2 - V_5 = 280$ m.Ma⁻¹. La vitesse de surrection des roches sous la surface de Deosai V_3 étant égale à 200 m.Ma⁻¹ (car nous considérons une érosion à l'équilibre) nous observons une différence de 80 m.Ma⁻¹ produisant le basculement vers le sud dont nous avons fait l'hypothèse précédemment. En 16 millions d'années ce différentiel de vitesse provoque un différentiel de soulèvement de 1,2

km, correspondant à une pente entre le centre de la vallée de l'Indus et le centre du plateau, espacés de 50 km, légèrement inférieure à 1,5°.

D'autres observations sont en accord avec une vitesse différente de surrection des roches entre le nord et le sud de l'arc Kohistan/Ladakh. Dans la Partie 1 de ce Chapitre, nous avons remarqué que les sommets de la bordure nord de l'arc Kohistan/Ladakh semblaient être plus élevés que ceux de la bordure sud. De plus, les données de thermochronologie de basse température relevées dans la littérature montrent des âges globalement plus vieux au sud du batholite du Ladakh qu'au nord. Notamment, les âges AFT proposés par Sorkhabi et al. (1994) sont proches de 20 Ma pour la zone de Kargil au sud du plateau de Deosai située à des altitudes comprises entre 2300 et 2800 m, tandis que ce type d'âge est rencontré à des altitudes globalement >3000 m sur la bordure nord du plateau. Cette hypothèse implique que, malgré une surrection des roches plus importante au nord qu'au sud, les vitesses d'exhumation des roches restent homogènes sur l'ensemble de la surface et donc un soulèvement de la surface au nord.

Suivant le modèle que nous venons d'établir, la vallée de l'Indus bordant le nord du plateau de Deosai se forme relativement lentement à une vitesse d'incision de 120 m.Ma^{-1} , tandis que les vitesses d'incision au travers du NPHM sont de deux ordres de grandeurs plus grands (12 km.Ma^{-1} au maximum 5 à 7 km.Ma^{-1} en moyenne) (Burbank et al., 1996 ; Leland et al., 1998). Cependant, le massif du Nanga Parbat montre une très forte vitesse d'exhumation ($\sim 10 \text{ km.Ma}^{-1}$), tandis que le plateau de Deosai et même l'ensemble du Ladakh enregistrent des vitesses d'exhumation beaucoup plus faibles ($<500 \text{ m.Ma}^{-1}$). La forte vitesse d'exhumation du massif du Nanga Parbat maintient donc la vallée de l'Indus dans un pseudo état d'équilibre expliquant une faible incision en amont de celui-ci à l'heure actuelle. Or nous savons que le réseau de drainage de l'Indus d'est en ouest est mis en place au début du Miocène (Sinclair et Jaffey, 2001). Il faut alors considérer que l'incision de la vallée de l'Indus et de la bordure nord du plateau de Deosai, a dû se faire rapidement entre la mise en place du réseau fluvial d'est en ouest et la formation de la syntaxe du Nanga Parbat. Si celle-ci se fait très tôt après le changement de drainage de l'Indus, nos analyses thermochronologiques de basse température dans le fond de la vallée, n'enregistrent pas l'accélération liée à cette érosion rapide. Renforçant cette hypothèse d'érosion rapide, notre analyse de la morphologie des profils de rivières drainant le plateau de Deosai, a montré que l'incision de la vallée de l'Indus se fait probablement par pulses. En effet, ceci se traduit par plusieurs ruptures de pente dans les profils des rivières analysés. Cette observation avait déjà été faite par

une étude des terrasses de la formation Bunthang, de plus de 1200 m d'épaisseur et bordant la plaine de Skardu (Cronin et Johnson, 1993) (photo Figure 55). Les datations des séquences les constituant ont donné un âge des séries à la base de 1,66 Ma et un âge au sommet de 0,73 Ma. Ces résultats suggèrent que la vallée de l'Indus a été rapidement comblée puis ré-incisée, du moins à court terme, dans la zone que nous étudions. Ce cycle de comblement et ré-incision a provoqué des changements du niveau de base sur les affluents de l'Indus, pouvant être à l'origine des ruptures de pente que nous observons sur les profils de rivières drainant le plateau de Deosai. D'après l'étude de Cronin et Johnson (1993) le remplissage du bassin de Skardu, peut être dû à une surrection rapide du NPHM ou un comblement de la vallée à cause d'instabilité de pente ou à une glaciation. Ces mécanismes agissant seul ou de concert, peuvent avoir élevé le niveau de base de l'Indus en aval de la plaine de Skardu, causant une sédimentation dans le bassin de Skardu. Cette hypothèse renforce donc l'hypothèse d'un contrôle de la morphologie des rivières par le biais de phénomène climatiques à l'origine d'événements majeurs.



Figure 55 : Photo prise du sommet du rocher de Skardu (Skardu rock, à environ 400 m au dessus de la plaine) vers l'ouest. Collées au flanc nord du bassin de Skardu (rive droite de l'Indus), les terrasses de la formation de Bunthang dont l'épaisseur dépasse 1200 m.

Nos modélisations et nos analyses convergent vers un scénario mettant en jeu l'érosion localisée d'une grande zone de plateau. Le réseau de drainage composé des grandes rivières suit les discontinuités géologiques que forment les grandes zones de suture (Indus TsangPo et Shyok), localisant une érosion modérée aux bordures des grandes unités telles que l'arc Kohistan/Ladakh en préservant leurs parties centrales. Néanmoins, cette érosion n'est pas seule responsable de l'évolution de la morphologie du nord-ouest Himalaya et nous avons montré que la variabilité des vitesses d'exhumation, même petite, est probablement due à une influence tectoni-

que (basculement vers le sud) que pour l'instant nous ne pouvons expliquer que partiellement.

Chapitre VI : Conclusions



L'Indus, le long de la Karakorum Highway.

L'objectif principal de cette thèse était de préciser l'histoire d'exhumation du plateau de Deosai et d'en caractériser sa morphologie, pour mieux comprendre son évolution à long terme. Ainsi, les résultats de l'analyse morphologique du nord-ouest de l'Himalaya, nous ont permis de constater que l'arc Kohistan/Ladakh concentre des morphologies de faible relief à haute altitude. En effet, les différentes régions qui le composent (Kohistan, plateau de Deosai et Ladakh indien) présentent des altitudes moyennes comprises entre 3600 et 4800 m. Nous avons pu constater également que ces altitudes moyennes sont tout à fait comparables avec celles des massifs à fort relief et exhumation rapide (NPHM, Karakorum). Ces observations suggèrent ainsi qu'il existe un fort contrôle érosif sur l'exhumation des reliefs accidentés. Les premières données thermochronologiques multi-méthodes du plateau de Deosai, et les modélisations de son histoire thermique suggèrent une exhumation lente ($<200 \text{ m.Ma}^{-1}$) et continue depuis l'Éocène. Cette histoire est en accord avec les données de la littérature concernant les autres parties de l'arc Kohistan/Ladakh (Zeitler, 1985 ; Sorkhabi et al., 1994 ; Sinclair et Jaffey, 2001 ; Kirstein et al., 2006 ; Kumar et al., 2007 ; Zeilinger et al., 2007). Nous proposons donc que ces surfaces morphologiques aux reliefs faibles et aux vitesses d'exhumation lentes soient remarquablement vieilles. Elles se développent alors très tôt après la collision des continents asiatique et indien, qui a eu lieu vers 55 Ma (Guillot et al., 2003). Plus largement, les caractéristiques morphologiques et les données ponctuelles communes, entre l'ouest du plateau tibétain et ces zones de faible relief et haute altitude de l'Himalaya du nord-ouest, suggèrent fortement qu'ils aient une origine commune.

L'histoire de la surrection du plateau du Tibet a constitué, comme nous avons pu l'entrevoir dans le Chapitre II-2, une controverse importante en géosciences pendant les 20 dernières années. Cependant, de récentes données concourent à supporter une surrection majeure avant le milieu du Tertiaire pour les parties sud et centrale du plateau (Tapponnier et al., 2001 ; Rowley et Currie, 2006 ; DeCelles et al., 2007 ; Wang et al., 2008). Ainsi, le Tibet se serait formé en plusieurs étapes au cours du temps, sous l'effet de la fracturation entre différents blocs lithosphériques cohérents (Tapponnier et al., 2001). Depuis le début de la collision Inde/Asie vers 55 Ma, le Tibet se serait formé par la surrection successive de plusieurs blocs crustaux de 300 à 500 km de large. Dans ce scénario, la partie la plus vieille du plateau se formerait au sud à l'Éocène (blocs de Lhassa et Qiangtang ; zone blanche à contour vert Figure 56), une deuxième partie constituée du Kunlun Shan à l'Oligo-Miocène et enfin la partie nord du Tibet, constituée des terrains du bloc Qai-

dam et de la chaîne du Qilian Shan, au Plio-Quaternaire. Nos analyses vont dans le sens de ce scénario, où la partie la plus ancienne serait Éocène. Elles suggèrent de plus, que les surfaces reliques reconnues dans la partie nord-ouest de l'Himalaya appartenaient à un plateau tibétain élevé et plus étendu à l'ouest à l'Éocène, comme nous le proposons dans la Figure 56 (zone blanche à contour pointillé vert). De plus, les surfaces de haute altitude et faible relief s'étendent aussi bien au nord (Kohistan, Deosai, Ladakh indien) qu'au sud (Tso Morari) de la suture d'Indus-Tsangpo. Cette observation implique une phase orogénique rapide et courte dans le nord-ouest Himalaya. Cette dernière, contemporaine d'un épaissement crustal, est à l'origine de la construction d'une topographie significative entre 55 et 40 Ma associée à une phase de raccourcissement maximum de la convergence Inde/Asie (Treloar et al., 1989a ; Guillot et al., 2003).

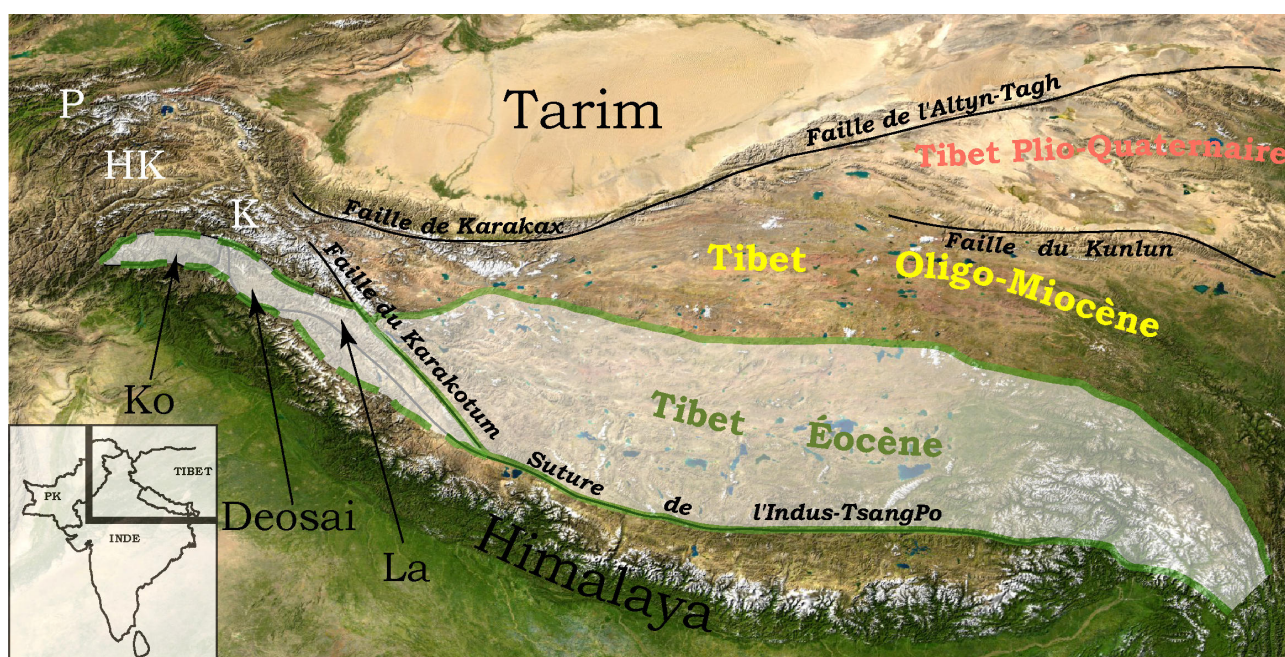


Figure 56 : Carte sur fond de mosaïque d'images satellites (Visible Earth, NASA) où figurent les limites (en traits noirs) des différentes entités géologiques de l'ensemble Himalaya/Tibet. Notations : HK, Hindu Kush ; K, Karakorum ; Ko, Kohistan ; La, Ladakh ; NB, Namche Barwa ; NP, Nanga Parbat ; P, Pamir. Surimposé à cette carte, en blanc transparent à contour vert, est représentée l'extension du Tibet à l'Éocène proposée par le modèle de Tapponier et al. (2001). En blanc transparent à contour pointillé vert, est représentée l'extension de la zone du Tibet Éocène que nous proposons. Les autres parties du plateau ne sont qu'annotées, toujours suivant le modèle de Tapponier et al. (2001).

Nos données thermochronologiques et nos modélisations nous ont permis de déterminer que l'incision de l'Indus sur la bordure de Deosai débute il y a 15 à 20 Ma.

Ainsi, le démembrement de la partie la plus au sud-ouest du plateau tibétain Éocène date probablement du début du Miocène, contemporain de la déformation et la surrection du prisme orogénique himalayen et d'un rétrochevauchement le long de la zone de suture Indus-Tsangpo. Cette tectonique conduit à la déformation des terrains de la formation du groupe de l'Indus (Searle et al., 1997), puis au développement longitudinal du réseau de drainage de l'Indus (Sinclair et Jaffey, 2001), jusqu'alors coulant vraisemblablement vers le sud (voir Figure 57). La reconstitution paléogéographique de ces différentes étapes proposée par Sinclair et Jaffey (2001), est « approximative » (en leurs propres mots) mais retrace bien l'évolution de la marge sud du plateau tibétain, à laquelle le Ladakh est probablement accrété depuis la fin du Crétacé (Rolland et al., 2000 ; Guillot et al., 2003). La période de changement de réseau de drainage de l'Indus marque donc vraisemblablement aussi le début de l'incision de la région de plateau initiale.

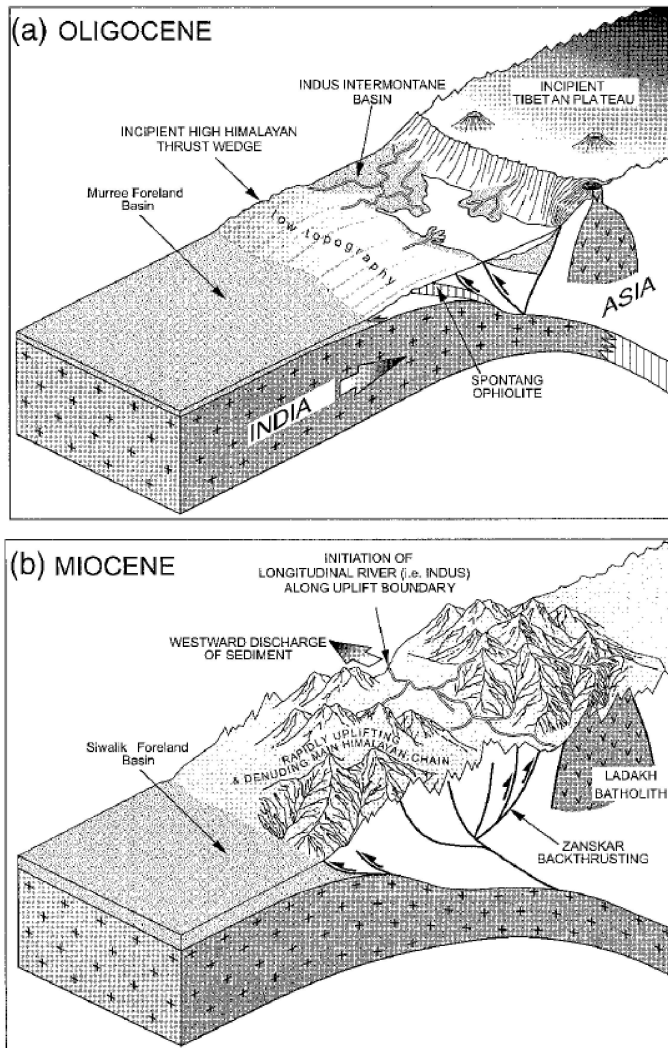


Figure 57: Reconstitution de l'évolution paléogéographique le long de la zone de suture d'Indus-TsangPo dans la partie sud du batholite du Ladakh. (a) Durant l'oligocène et probablement déjà pendant la fin de l'Éocène, sédimentation des formations du groupe de l'Indus dans un bassin intramontagneux compris entre un plateau tibétain déjà existant et un prisme himalayen naissant (Harrison et al., 1998). La source de ces sédiments est locale (Van Haver, 1984) et ils sont déposés par un paléo-Indus coulant vers le sud. (b) Au début du Miocène, l'exhumation du prisme himalayen est responsable de la mise en place du réseau de drainage longitudinal de l'Indus coulant d'est en ouest.

D'après Sinclair et Jaffey (2001).

A la même époque ou peu après, débute le mouvement dextre le long de la faille du Karakorum (Valli et al., 2007) qui a également guidé le drainage à l'intérieur de la partie sud-ouest du plateau du Tibet et conduit au développement de la marge ouest tibétaine actuelle. La partie à l'extrême sud-ouest de la surface du plateau a été par la suite déformée et encore démembrée, durant la fin du Miocène, par l'érosion liée à la surrection et l'exhumation rapide du massif du Nanga Parbat Haramosh et de la chaîne du Karakorum au nord du Pakistan (Foster et al., 1994 ; Zeitler et al., 2001b).

La préservation à long terme des reliques de plateau tel que Deosai dans le nord du Pakistan, dans un environnement tectoniquement très actif, ne semble pas simplement liée à un contrôle climatique. Nous constatons que la plus grande partie des reliques de plateaux se trouvent dans la zone tibétaine très sèche, tandis que le plateau de Deosai, constituant la partie la mieux préservée en Himalaya du nord-ouest, est caractérisé par des précipitations modérées de l'ordre de 0,5 à 1 m.a⁻¹ (Bookhagen et Burbank, 2006). Cette dernière observation conduit à proposer que la préservation de parties restantes du plateau soit due à une faible organisation du réseau de drainage qui les caractérise. Ceci a pour effet de fortement ralentir la propagation de l'érosion par l'incision de systèmes fluviaux majeurs en leur sein. Renforçant cette hypothèse nous avons pu constater que des ruptures de pente majeures existent sur les profils des rivières drainant le plateau de Deosai. Ceci indique un découplage entre l'érosion de la vallée de l'Indus et celle du plateau. Néanmoins, si l'érosion du plateau de Deosai est lente, elle n'est pas inéluctable. En effet, nous avons pu remarquer que ces ruptures de pente majeures, persistent probablement à long terme mais elles progressent de façon régressive vers l'amont. Leur analyse suggère qu'elles soient les témoins de processus d'incision importants dans la vallée de l'Indus, responsables d'une érosion de la vallée par pulses. Ceci impose des abaissements successifs du niveau de base de ces affluents, à l'origine d'une érosion progressive du plateau de Deosai. Comme en témoignent les formations quaternaires de Bunthang dans la plaine de Skardu, ces variations de niveau de base ont probablement une origine climatique.

Enfin, les résultats de la modélisation thermo-cinématique de l'évolution de la bordure nord du plateau de Deosai (Chapitre V Partie 3) montrent également que l'érosion est principalement localisée sur la vallée de l'Indus, n'affectant que très peu le plateau lui-même. Cependant les résultats de ces modélisations et leurs interprétations (Chapitre V Partie 3), montrent que l'érosion n'est probablement pas seule responsable de son évolution morphologique. Il semble que la vitesse de sur-

rection des roches ne soit pas uniforme du nord au sud du plateau. Dans un modèle avec une épaisseur élastique raisonnable de 10 km, nous avons pu constater que la différence de surrection des roches induite par le rebond isostatique lié à l'érosion localisée de la vallée de l'Indus, n'est pas suffisante pour expliquer la différence de vitesse de surrection déduite. Ceci implique un basculement tectonique vers le sud de l'ensemble, induisant en plus de la variation spatiale d'érosion une vitesse de surrection plus rapide au nord qu'au sud, à l'origine d'une vitesse d'exhumation variable. Cependant, il nous est difficile de déterminer depuis quand cette différence est significative, et donc d'en déterminer les causes. Nos données thermochronologiques (AHe, AFT et ZHe) de basse température et les modélisations d'histoires thermiques du fond de la vallée de l'Indus et de la surface du plateau de Deosai, permettent de montrer que cette différence persiste au moins depuis ~16 Ma. L'acquisition de données thermochronologiques de plus haute température, tels que les traces de fission sur zircon et/ou des âges Ar/Ar sur mica serait intéressante pour contraindre les modélisations à plus long terme. Néanmoins, des travaux détaillés de l'évolution thermique et de l'exhumation de la chaîne du Karakorum (Mahéo et al., 2002 ; Mahéo et al., 2004b), ont montré que le détachement, vers 25 Ma, de la lithosphère indienne subduite, provoque une anomalie thermique importante dans le sud Karakorum. Celle-ci est par la suite responsable d'un magmatisme néogène et d'un métamorphisme de Haute Température (HT) (Rolland et al., 2001) accompagnés d'une exhumation rapide d'âge Mio-Pliocène. Nous pouvons donc envisager que ces processus affectant l'ensemble du Karakorum, soient aussi responsables d'un basculement dans les régions situées directement à sa bordure sud.

Je souhaiterais par la suite pouvoir préciser certaines conclusions de ce travail. Jusqu'à présent je n'ai pu faire des inversions avec le code numérique *Pecube* qu'avec des scénarii simples à deux phases (une phase statique et une phase érosive). Cependant, je pense qu'il serait intéressant de pouvoir en faire avec des scénarii comportant plusieurs phase érosives. Ceci permettrait de tester plus de modèles que ceux réalisés de façon directe, lors de cette thèse.

L'histoire thermique de la vallée de l'Indus demande également d'être précisée. En effet, seul les données thermochronologiques de basse température sur un échantillon, nous ont permis de modéliser des chemins temps/température. Avec l'acquisition de nouvelles données, nous pourrions donc préciser l'histoire de façon plus globale pour la vallée de l'Indus et donc pour la bordure nord de Deosai. Ceci

nous conduira également à mieux définir les processus mis en cause dans la variabilité des vitesses d'exhumation que nous avons observée.

Enfin, dans ce travail, nous présentons des âges traces de fission sur apatite sur l'ensemble de la vallée de l'Indus, en amont et en aval du massif du Nanga Parbat. Ces données ont été acquises en prévision d'un travail de modélisation de l'incision de la vallée de l'Indus qui avait été initié par Beucher (2006). Les données traces de fission nous auraient permis de comparer des données prédites à des données observées sur l'ensemble du profil, nous permettant à terme de préciser le modèle. Cependant par manque de temps nous n'avons pu mener cette partie du projet à bien.

Bibliographie



Village de la vallée de la shigar.

A

- Aitchison, J.C., Badengzhu, Davis, A.M., Liu, J., Luo, H., Malpas, J.G., McDermid, I.R.C., Wu, H., Ziabrev, S.V. et Zhou, M., 2000, Remnants of a Cretaceous intra-oceanic subduction system within the Yarlung-Zangbo suture (southern Tibet): *Earth Planetary Science Letters*, v. 183, p. 231-244.
- Allegre, C.J., Courtillot, V., Tapponnier, P., Hirn, A., Mattauer, M., Coulon, C., Jaeger, J.J., Achache, J., Scharer, U., Marcoux, J., Burg, J.P., Girardeau, J., Armijo, R., Gariepy, C., Gopel, C., Li, T.D., Xiao, X.C., Chang, C.F., Li, G.Q., Lin, B.Y., Teng, J.W., Wang, N.W., Chen, G.M., Han, T.L., Wang, X.B., Den, W.M., Sheng, H.B., Cao, Y.G., Zhou, J., Qiu, H.R., Bao, P.S., Wang, S.C., Wang, B.X., Zhou, Y.X. et Ronghua, X., 1984, Structure and Evolution of the Himalaya-Tibet Orogenic Belt: *Nature*, v. 307, p. 17-22.

B

- Barbarand, J., Carter, A., Wood, I. et Hurford, A., 2003, Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite: *Chemical Geology*, v. 198, p. 107-137.
- Beck, R.A., Burbank, D.W., Sercombe, W.J., Khan, A.M. et Lawrence, R.D., 1996, Late Cretaceous ophiolite obduction and Paleocene India-Asia collision in the westernmost Himalaya: *Geodinamica Acta*, v. 9, p. 114-144.
- Berger, G.W. et York, D., 1981, Geothermometry from Ar-40-Ar-39 Dating Experiments: *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, v. 45, p. 795-811.
- Beucher, R., 2006, Vitesses d'incision et évolution Néogène des grandes rivières du Tibet et de l'Himalaya: Grenoble, Université Joseph Fourier.
- Bird, P., 1991, Lateral Extrusion of Lower Crust from under High Topography, in the Isostatic Limit: *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, v. 96, p. 10275-10286.
- Bishop, P., Trevor B. Hoey John D. Jansen Irantzu Lexartza Artza, 2005, Knick-point recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland: *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 30, p. 767-778.
- Bookhagen, B. et Burbank, D.W., 2006, Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya (vol 33, art no L08405, 2006): *Geophysical Research Letters*, v. 33.
- Brandon, M.T., Roden-Tice, M. et Garver, J.I., 1998, Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State: *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, p. 985-1009.
- Braun, J., 2002, Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 200, p. 331-343.
- , 2003, Pecube: a new finite-element code to solve the 3D heat transport equation including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography: *Computers & Geosciences*, v. 29, p. 787-794.
- Braun, J. et Robert, X., 2005, Constraints on the rate of post-orogenic erosional decay from low-temperature thermochronological data: application to the Dabie Shan, China: *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 30, p. 1203-1225.
- Braun, J., van der Beek, P. et Batt, G., 2006, Quantitative Thermochronology: Numerical Methods for the Interpretation of Thermochronological Data, Cambridge University Press.

- Brocard, G.Y., van der Beek, P.A., Bourles, D.L., Siame, L.L. et Mugnier, J.L., 2003, Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ^{10}Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 209, p. 197-214.
- Brocklehurst, S.H. et Whipple, K.X., 2007, Response of glacial landscapes to spatial variations in rock uplift rate: *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, v. 112.
- Brookfield, M.E. et Reynolds, P.H., 1981, Late Cretaceous Emplacement of the Indus Suture Zone Ophiolitic Melanges and an Eocene-Oligocene Magmatic Arc on the Northern Edge of the Indian Plate: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 55, p. 157-162.
- Brown, R.W., Summerfield, M.A. et Gleadow, A.J.W., 1994, Apatite fission-track analysis: Its potential for the estimation of denudation rates and implications for models of long-term landscape development, *in* Kirkby, M.J., ed., *Process Models and Theoretical Geomorphology*: New York, Wiley, p. 24-53.
- Brozovic, N., Burbank, D.W. et Meigs, A.J., 1997, Climatic limits on landscape development in the northwestern Himalaya: *Science*, v. 276, p. 571-574.
- Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R. et Duncan, C., 1996, Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas: *Nature*, v. 379, p. 505-510.
- Burov, E.B. et Watts, A.B., 2006, The long-term strength of continental lithosphere: "jelly sandwich" or "crème brûlée"?: *GSA Today*, v. 16, p. 4-10.

C

- Carlson, W.D., 1990, Mechanisms and kinetics of apatite fission-track annealing: *American Mineralogist*, v. 75, p. 1120-1139.
- Carlson, W.D., Donelick, R.A. et Ketcham, R.A., 1999, Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results: *American Mineralogist*, v. 84, p. 1213-1223.
- Chamberlain, C.P., Zeitler, P.K. et Erickson, E., 1991, Constraints on the tectonic evolution of the northwestern Himalaya from geochronologic and petrologic studies of Babusar Pass, Pakistan.: *Journal of Geology*, v. 99, p. 829-849.
- Cherniak, D.J. et Watson, E.B., 2001, Pb diffusion in zircon: *Chemical Geology*, v. 172, p. 5-24.
- Cherniak, D.J., Pyle, J. et Rakovan, J., 2004, Synthesis of REE and Y phosphates by Pb-free flux methods and their utilization as standards for electron microprobe analysis and in design of monazite chemical U-Th-Pb dating protocol: *American Mineralogist*, v. 89, p. 1533-1539.
- Clark, M.K. et Royden, L.H., 2000, Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow: *Geology*, v. 28, p. 703-706.
- Copeland, P., Harrison, T.M., Yun, P., Kidd, W.S.F., Roden, M. et Zhang, Y.Q., 1995, Thermal evolution of the Gangdese batholith, southern Tibet: A history of episodic unroofing: *Tectonics*, v. 14, p. 223-236.
- Corfield, R.I., Searle, M. et Owen, R.G., 1999, Photang thrustsheet: an accretionary complex structurally below the Spontang ophiolite constraining timing and tectonic environment of ophiolite obduction, Ladakh, Himalaya: *Geological Society of London*, v. 156, p. 1031-1044.
- Corfield, R.I., Searle, M.P. et Pedersen, R.B., 2001, Tectonic setting, origin, and obduction history of the spontang ophiolite, Ladakh Himalaya, NW India: *Journal of Geology*, v. 109, p. 715-736.

- Coward, M.P. et Butler, R.W.H., 1985, Thrust tectonics and the deep structure of the Pakistan Himalaya: *Geology*, v. 13, p. 417-420.
- Coward, M.P., Windley, B.F., Broughton, R., Luff, I.W., Petterson, M.G., Pudsey, C., Rex, D. et Khan, M.A., 1986, Collision tectonics in the N.W. Himalayas, v. 19, p. 203-216.
- Coyle, D.A. et Wagner, G.A., 1998, Positioning the titanite fission-track partial annealing zone: *Chemical Geology*, v. 149, p. 117-125.
- Cronin, V.S. et Johnson, G.D., 1993, Revised chronostratigraphy of the late Cenozoic Bunthang sequence of Skardu intermountain basin, Karakorum Himalaya, Pakistan, in Shroder, J.F., Jr., ed., *Himalaya to the Sea: Geology, Geomorphology and the Quaternary*: New York, Routledge, p. 91-107.
- Crowley, K.D., Cameron, M. et Schaefer, R.L., 1991, Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluorapatite: *Geochimica Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 1449-1465.

D

- Dazé, A., Lee, J.K.W. et Villeneuve, M., 2003, An intercalibration study of the Fish Canyon sanidine and biotite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standards and some comments on the age of the Fish Canyon Tuff: *Chemical Geology*, v. 199, p. 111-127.
- de Sigoyer, J., Guillot, S., Lardeaux, J.M. et Mascle, G., 1997, Glaucophane-bearing eclogites in the Tso Moriri dome (eastern Ladakh, NW Himalaya): *European Journal of Mineralogy*, v. 9, p. 1073-1083.
- de Sigoyer, J., Chavagnac, V., Blichert-Toft, J., Villa, I.M., Luais, B., Guillot, S., Cosca, M. et Mascle, G., 2000, Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya: multichronology of the Tso Moriri eclogites: *Geology*, v. 28, p. 487-490.
- de Sigoyer, J., Guillot, S. et Dick, P., 2004, Exhumation of the ultrahigh-pressure Tso Moriri unit in eastern Ladakh (NW Himalaya): A case study: *Tectonics*, v. 23.
- Debon, F., Le Fort, P., Sheppard, S.M.F. et Sonet, J., 1986, The four plutonic belt of the Transhimalaya-Himalaya : a chemical, mineralogical, isotopic and chronological synthesis along a Tibet-Nepal section: *Journal of Petrology*, v. 27, p. 219-250.
- Debon, F., Le Fort, P., Dautel, D., Sonet, J. et Zimmermann, J.L., 1987, Granites of western Karakorum and northern Kohistan (Pakistan): A composite mid-Cretaceous to upper Cenozoic magmatism: *Lithos*, v. 20, p. 19-40.
- DeCelles, P.G., Quade, J., Kapp, P., Fan, M.J., Dettman, D.L. et Ding, L., 2007, High and dry in central Tibet during the Late Oligocene: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 253, p. 389-401.
- Dercourt, J., Ricou, L.E. et Vrielynck, B.e., 1993, *Atlas tethys, palaeoenvironmental maps*: Gauthier-Villars, Paris, p. 307.
- Dewey, J.F., Shackleton, R.M., Chang, C. et Su, Y., 1988, The tectonic evolution of the Tibetan plateau.: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. A327, p. 379-413.
- Dodson, M.H., 1973, Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 40, p. 259-274.
- , 1979, Theory of cooling ages, in Jäger, E., Hunziker J.C., ed., *Lectures in Isotope Geology*: Berlin, Springer-Verlag, p. 194-202.
- Donelick, R.A., Ketcham, R.A. et Carlson, W.D., 1999, Variability of apatite fission-track annealing kinetics: II. Crystallographic orientation effects: *American Mineralogist*, v. 84, p. 1224-1234.

- Dumitru, T.A., 1993, A new computer-automated microscope stage system for fission-track analysis: *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, v. 21, p. 575-580.

E

- England, P.C. et Houseman, G.A., 1988, The mechanics of the Tibetan plateau: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. A326, p. 301-320.
- England, P.C. et Molnar P., 1990, Surface uplift, uplift rocks, and exhumation of rocks: *Geology*, v. 18, p. 1173-1177.

F

- Farley, K.A., Wolf, R.A. et Silver, L.T., 1996, The effect of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He dates: *Geochimica Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 4223-4230.
- Farley, K.A., 2000, Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite: *Journal of Geophysical Research*, v. 105, p. 2903-2914.
- , 2002, (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications, *in* Porcelli, D.P., Ballentine, C.J. et Wieler, R., eds., *Noble gases in geochemistry and cosmochemistry, Volume 47: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*: Washington DC, Mineralogical Society of America / Geochemical Society, p. 819-843.
- Farr, T.G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D. et Alsdorf, D., 2007, The Shuttle Radar Topography Mission: *Reviews of Geophysics*, v. 45.
- Fielding, E., Isacks, B., Barazangi, M. et Duncan, C., 1994, How Flat Is Tibet: *Geology*, v. 22, p. 163-167.
- Finnegan, N.J., Hallet, B., Montgomery, D.R., Zeitler, P.K., Stone, J.O., Anders, A.M. et Yuping, L., 2008, Coupling of rock uplift and river incision in the Namche Barwa-Gyala Peri massif, Tibet: *Geological Society of America Bulletin*, v. 120, p. 142-155.
- Fleischer, R.L., Price, P.B. et Walker, R.M., 1975, *Nuclear tracks in solids - principles and applications*: Berkeley, CA, University of California Press, 605 p.
- Fluegel, H.W., Gaetani, M., 1991, Permian Rugosa from northern Karakorum and Aghil Ranges: *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* v. 97, p. 35-48.
- Foster, D.A., Gleadow, A.J.W. et Mortimer, G., 1994, Rapid Pliocene Exhumation in the Karakoram (Pakistan), Revealed by Fission-Track Thermochronology of the K2 Gneiss: *Geology*, v. 22, p. 19-22.
- Franck, W., Gansser, A. et Trommsdorf, K., 1977, Geological observations in the Ladakh area (Himalayas) : a preliminary report: *Schweiz und Mineralogy and Petrography Mitteilgung*, v. 57, p. 89-113.
- Fraser, J.E., Searle, M.P., Parrish, R.R. et Noble, S.R., 2001, Chronology of deformation, metamorphism, and magmatism in the southern Karakoram Mountains: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1443-1455.

G

- Gaetani, M. et Garzanti, E., 1991, Multicyclic history of the Northern India continental margin (Northwestern Himalaya): AAPG Bull, v. 75, p. 1427-1446.
- Gaetani, M., 1997, The Karakorum block in Central Asia, from Ordovician to Cretaceous: *Sedimentary Geology*, v. 2, p. 1-21.
- Gaetani, M., Garzanti, E. and Tintori, A., 1990, Permo-Carboniferous stratigraphy in SE Zaskar and NW Lahul (NW Himalaya, India): *Eclogae geol. Helv.*, v. 83 (1), p. 143-161.
- Galbraith, R.F. et Laslett, G.M., 1993, Statistical models for mixed fission track ages: *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, v. 21, p. 459-470.
- Gallagher, K., 1995, Evolving temperature histories from apatite fission track data: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 136, p. 421-435.
- Gallagher, K., Brown, R. et Johnson, C., 1998, Fission track analysis and its applications to geological problems: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 26, p. 519-572.
- Gansser, A., 1964, *Geology of the Himalayas*: London, Intersci. Publ, John Wiley & Sons, 289 p.
- Gardner, J.S. et Jones, N.K., 1993, Sediment Transport and Yield at the Raikot Glacier, Munga Parbat, Punjab Pakistan, in Shroder, J.F., Jr, ed., *Himalaya to the Sea: Geology, Geomorphology and the Quaternary*: London, Routledge, p. 184-197.
- George, M., Reddy, S. et Harris, N., 1995, Isotopic constraints on the cooling history of the Nanga Parbat-Haramosh Massif and Kohistan arc, western Himalaya: *Tectonics*, v. 14, p. 237-252.
- Gleadow, A.J.W. et Duddy, I.R., 1981, A natural long-term track annealing experiment for apatite: *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, v. 5, p. 169-174.
- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R. et Lovering, J.F., 1983, Fission track analysis: a new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential: *APEA Journal*, v. 23, p. 93-102.
- Gnos, E., Immenhauser, A. et Peters, T., 1997, Late Cretaceous/early Tertiary convergence between the Indian and Arabian plates recorded in ophiolites and related sediments: *Tectonophysics*, v. 271, p. 1-19.
- Goldrick, G., Paul Bishop, 2007, Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form): *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, p. 649-671.
- Greco, A. et Spencer, D., 1993, A section through the Indian plate, Kaghan valley, NW Himalaya, Pakistan: In : *Himalayan Tectonics*, Treloar P.J. & Searle M.P. (eds), Geological Society Special Publication, v. 74, p. 221-236.
- Green, P.F., 1981, A new look at statistics in fission-track dating: *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, v. 5, p. 77-86.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R. et Laslett, G.M., 1986, Thermal annealing of fission tracks in apatite 1. A qualitative description: *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, v. 59, p. 237-253.
- Green, P.F., 1988, The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite: combined influences of inherent instability, annealing anisotropy, length bias and system calibration: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 89, p. 335-352.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W. et Lovering, J.F., 1989a, Apatite fission-track analysis as a paleotemperature indicator for hydrocarbon exploration,

- in Naeser, N.D. et McCulloch, T.H., eds., Thermal history of sedimentary basins: New York, Springer-Verlag, p. 181-195.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Laslett, G.M., Hegarty, K.A., Gleadow, A.J.W. et Lovering, J.F., 1989b, Thermal annealing of fission tracks in apatite 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales: *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, v. 79, p. 155-182.
- Green, P.F. et Duddy, I.R., 2006, Interpretation of apatite (U-Th)/He ages and fission track ages from cratons: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 244, p. 541-547.
- Griot, D.A., Montagner, J.P. et Tapponnier, P., 1998, Phase velocity structure from Rayleigh and Love waves in Tibet and its neighboring regions: *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 21.215-21.232.
- Guillot, S., de Sigoyer, J., Lardeaux, J.M. et Mascle, G., 1997, Eclogitic metasediments from the Tso Moriri area (Ladakh, Himalaya): evidence for continental subduction during India-Asia convergence: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 128, p. 197-212.
- Guillot, S., 1999, An overview of the metamorphic evolution of central Nepal: In : *Geology of Nepal*, Upreti B.N. and Le Fort P. (eds), *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 17, p. 713-725.
- Guillot, S., Garzanti, E., Baratoux, D., Marquer, D., Maheo, G. et de Sigoyer, J., 2003, Reconstructing the total shortening history of the NW Himalaya: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4.
- Guillot, S. et Charlet, L., 2007, Bengal Arsenic, an Archive of Himalaya Orogeny and Paleohydrology: *Journal of Environmental Science & Health*.

H

- Hallet, B., Hunter, L. et Bogen, J., 1996, Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications: *Global and Planetary Change*, v. 12, p. 213-235.
- Hames, W.E. et Bowring, S.A., 1994, An Empirical-Evaluation of the Argon Diffusion Geometry in Muscovite: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 124, p. 161-167.
- Harrison, T.M., 1981, Diffusion of Ar-40 in Hornblende: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 78, p. 324-331.
- Harrison, T.M., Duncan, I. et McDougall, I., 1985, Diffusion of Ar-40 in Biotite - Temperature, Pressure and Compositional Effects: *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, v. 49, p. 2461-2468.
- Harrison, T.M., Yin, A. et Ryerson, F.J., 1998, Orographic evolution of the Himalayan and Tibetan Plateau, in Crowley, T.J. et Burke, K.C., eds., *Tectonic Boundary Conditions for Climate Reconstructions Volume 39*, Oxford Monographs on Geology and Geophysics, p. 39-72.
- Hayakawa, Y., Yukinori Matsukura, 2003, Recession rates of waterfalls in Boso Peninsula, Japan, and a predictive equation: *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 28, p. 675-684.
- Herman, F. et Braun, J., 2006, Fluvial response to horizontal shortening and glaciations: A study in the Southern Alps of New Zealand: *Journal of Geophysical Research*. F. Earth Surface, v. 111.
- Herren, E., 1987, Zaskar shear zone : northeast-southwest extension within the Higher Himalayas (Ladakh, India). *Geology*, v. 15, p. 409-413.
- Hodges, K.V., Parrish, R.R. et Searle, M.P., 1996, Tectonic evolution of the central Annapurna Range, Nepalese Himalayas: *Tectonics*, v. 15, p. 1264-1291.

- Honegger, K., Dietrich, V., Frank, W., Gansser, A., Thoni, M. et Trommsdorff, V., 1982, Magmatism and Metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Indus-Tsangpo Suture Zone): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 60, p. 253-292.
- Hurford, A.J. et Green, P.F., 1983, The zeta age calibration of fission-track dating: *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, v. 1, p. 285-317.
- Hurford, A.J., 1990, International union of geological sciences subcommission on geochronology recommendation for the standardization of fission track dating calibration and data reporting: *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, v. 17, p. 233-236.
- Hurley, P.M., 1954, The helium age method and the distribution and migration of helium in rocks *in* Faul, H., ed., *Nuclear geology*, Wiley & Sons, p. 301-329.
- Hurley, P.M., Larsen, E.S. et Gottfried, D., 1956, Comparison of radiogenic helium and lead in zircon: *Geochimica Cosmochimica Acta*, v. 9, p. 98-102.

K

- Ketcham, R.A., Donelick, R.A. et Carlson, W.D., 1999, Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales: *American Mineralogist*, v. 84, p. 1235-1255.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A. et Donelick, M.B., 2000, AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data: *Geological Materials Research*, v. 2.
- Ketcham, R.A., 2005, Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data, *in* Reiners, P.W. et Ehlers, T.A., eds., *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications*, Volume 58: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*: Chantilly, Virginia, Mineralogical Society of America/Geochemical Society, p. 275-314.
- Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J. et Hurford, A.J., 2007a, Improved measurement of fission-track annealing in apatite using c-axis projection: *American Mineralogist*, v. 92, p. 789.
- , 2007b, Improved modeling of fission-track annealing in apatite: *American Mineralogist*, v. 92, p. 799.
- Kirby, E., Whipple, K.X., Burchfiel, B.C., Tang, W.Q., Berger, G., Sun, Z.M. et Chen, Z.L., 2000, Neotectonics of the Min Shan, China: Implications for mechanisms driving Quaternary deformation along the eastern margin of the Tibetan Plateau: *Geological Society of America Bulletin*, v. 112, p. 375-393.
- Kirstein, L.A., Sinclair, H., Stuart, F.M. et Dobson, K., 2006, Rapid early Miocene exhumation of the Ladakh batholith, western Himalaya: *Geology*, v. 34, p. 1049-1052.
- Klootwijk, C.T., Gee, J.S., Peirce, J.W., Smith, G.M. et McFadden, P.L., 1992, An Early India-Asia Contact - Paleomagnetic Constraints from Ninetyeast Ridge, ODP Leg 121: *Geology*, v. 20, p. 395-398.
- Koons, P.O., Zeitler, P.K., Chamberlain, C.P., Craw, D. et Meltzer, A.S., 2002, Mechanical links between erosion and metamorphism in Nanga Parbat, Pakistan Himalaya: *American Journal of Science*, v. 302, p. 749-773.
- Krol, M.A., Zeitler, P.K., Poupeau, G. et Pecher, A., 1996, Temporal variations in the cooling and denudation history of the Hunza plutonic complex, Karakoram Batholith, revealed by Ar-40/Ar-39 thermochronology: *Tectonics*, v. 15, p. 403-415.
- Kumar, R., Lal, N., Singh, S. et Jain, A.K., 2007, Cooling and exhumation of the Trans-Himalayan Ladakh batholith as constrained by fission track apatite and zircon ages: *Current Science*, v. 92, p. 490-496.

L

- Lacassin, R., Valli, F., Arnaud, N., Leloup, H., Paquette, J.L., Tapponnier, P., Li, H., Chevalier, M.L., Guillot, S., Mahéo, G., Deloule, E. et Zhiquin, X., 2004, Large Scale geometry, offset and kinematic evolution of the Karakorum fault: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 219, p. 255-269.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R. et Gleadow, A.J.W., 1987, Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis: *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, v. 65, p. 1-13.
- Le Fort, P., 1975, Himalaya : the collided range. Present knowledge of the continental arc.: *American Journal of Sciences*, v. 275A, p. 1-44.
- Leland, J., Reid, M.R., Burbank, D.W., Finkel, R. et Caffee, M., 1998, Incision and differential bedrock uplift along the Indus River near Nanga Parbat, Pakistan Himalaya, from Be-10 and Al-26 exposure age dating of bedrock straths: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 154, p. 93-107.
- Lemennicier, Y., 1996, Le complexe métamorphique du Sud Karakorum dans le secteur du Chogo Lungma (Baltistan - Nord Pakistan) - Etude structurale, métamorphique, géochimique et radiochronologique. [Thèse de Doctorat thesis]: Grenoble, Université J. Fourier.
- Lovera, O.M., Richter, F.M. et Harrison, T.M., 1989, The Ar-40 Ar-39 Thermochronometry for Slowly Cooled Samples Having a Distribution of Diffusion Domain Sizes: *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, v. 94, p. 17917-17935.

M

- Mahéo, G., Bertrand, H., Guillot, S., Mascle, G., Pêcher, A., Picard, C. et de Sigoyer, J., 2000, Témoins d'un arc immature téthysien dans les ophiolites du Sud Ladakh (NW Himalaya, Inde): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, v. 330, p. 289-295.
- Mahéo, G., 2002, Formation et exhumation de roches de haute température en contexte de collision continentale. Exemple des dômes migmatitiques Néogène du sud Karakorum (NE Pakistan). [Ph D thesis]: Lyon, Université Claude Bernard
- Mahéo, G., Guillot, S., Y., B.-T., Rolland, Y. et Pêcher, A., 2002, A slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of South Karakorum and South Tibet: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 195, p. 45-58.
- Mahéo, G., Bertrand, H., Guillot, S., Keller, F. et Capiez, P., 2004a, The South Ladakh ophiolite (NW Himalaya, India), a crustal and upper mantle section of the same immature arc: implications for the closure of the Neothethys: *Chemical Geology*, v. 203, p. 273-303.
- Mahéo, G., Pêcher, A., Guillot, S., Rolland, Y. et Delacourt, C., 2004b, Exhumation of Neogene gneiss dome between two oblique crustal boundaries in south Karakorum (NW, Himalaya, Pakistan): *Geological Society of America Special Papers*.
- Mattauer, M., 1986, Intracontinental subduction, crust mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts: In *Collisions tectonics*, Coward M.P. & Ries A.C. (eds), Geological Society Special Publication, v. 19, p. 37-50.
- Matte, P., Tapponnier, P., Arnaud, N., Bourjot, L., Avouac, J.P., Vidal, P., Qing, L., Pan, Y.S. et Yi, W., 1996, Tectonics of Western Tibet, between the Tarim and the Indus: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 142, p. 311-&.

- Matte, P., Chemenda, A., 1996, Mechanism for exhumation of HP metamorphic rocks during continental subduction in Southern Urals: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v. 323, p. 525-530.
- McDowell, F.W., McIntosh, W.C. et Farley, K.A., 2005, A precise ^{40}Ar - ^{39}Ar reference age for the Durango apatite (U-Th)/He and fission-track dating standard: *Chemical Geology*, v. 214, p. 249-263.
- Meesters, A.G.C.A. et Dunai, T.J., 2002a, Solving the production-diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes Part II. Applications to cases with α -ejection and non-homogeneous distribution of the source: *Chemical Geology*, v. 186, p. 347-363.
- , 2002b, Solving the production-diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes Part I. Implications for low-temperature (U-Th)/He thermochronology: *Chemical Geology*, v. 186, p. 333-344.
- Molnar, P. et Tapponnier, P., 1975, Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision: *Science*, v. 189, p. 419-426.
- Molnar, P. et England, P., 1990, Late cenozoic uplift of mountain ranges and global climate range: chicken or egg?: *Nature*, v. 346, p. 29-34.
- Molnar, P., England, P. et Martinod, J., 1993, Mantle Dynamics, Uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon: *Reviews of Geophysics*, v. 31, p. 357-396.
- Mukherjee, B.K. et Sachan, H.K., 2001, Discovery of coesite from Indian Himalaya: A record of ultra-high pressure metamorphism in Indian Continental Crust: *Current Science*, v. 81, p. 1358-1361.
- Murphy, M.A., Yin, A., Harrison, T.M., Durr, S.B., Chen, Z., Ryerson, F.J., Kidd, W.S.F., Wang, X. et Zhou, X., 1997, Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan plateau?: *Geology*, v. 25, p. 719-722.

N

- Naeser, C.W., 1967, The use of apatite and sphene for fission track age determinations: *Geological Society of America Bulletin*, v. 78, p. 1523-1526.
- Naeser, C.W. et Faul, H., 1969, Fission track annealing in apatite and sphene: *Journal of Geophysical Research*, v. 74, p. 705-710.
- Naeser, C.W., 1979, Thermal history of sedimentary basins: Fission-track dating of subsurface rocks, in Scholle, P.A. et Schluger, P.R., eds., *Aspects of diagenesis*, Volume 26: Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., p. 109-112.
- , 1981, The fading of fission tracks in the geologic environment: Data from deep drill holes: *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, v. 5, p. 248-250.
- Nelson, K.D., Zhao, W., Brown, L.D., Kuo, J., Che, J., Liu, X., Klempere, S.L., Makovsky, Y., Meissner, R., Mechie, J., Kind, R., Wenzel, F., Ni, J., Nabelek, J., Leshou, C., Tan, H., Wei, W., Jones, A.G., Booker, J., Unsworth, M., Kidd, W.S.F., Hauck, M., Alsdorf, D., Ross, A., Cogan, M., Wu, C., Sandvol, E. et Edwards, M., 1996, Partially Molten Middle Crust Beneath Southern Tibet: Synthesis of Project INDEPTH Results.: *Science*, v. 274, p. 1684-1696.
- Ni, J. et Barazangi, M., 1984, Seismotectonics of the Himalayan collision zone: geometry of the underthrusting Indian plate beneath the Himalaya: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 1147-1163.
- Nunn, J.A. et Aires, J.R., 1988, Gravity-Anomalies and Flexure of the Lithosphere at the Middle Amazon Basin, Brazil: *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, v. 93, p. 415-428.

O

- O'Brien, P., Zotov, N., Law, R., Khan A.M. et Jan, M.Q., 2001, Coesite in Himalayan eclogite and implication for models of India-Asia collision: *Geology*, v. 29, p. 435-438.

P

- Parrish, R., Gough, S.J., Searle, M. et Dave, W., 2006, Plate velocity exhumation of ultrahigh-pressure eclogites in the Pakistan Himalaya: *Geology*, v. 34, p. 989-992.
- Pashkov, B.R., Shvolman, V. A., 1979, Riftogenic margins of the Tethys in the Pamirs: *Geotectonics*, v. 13, p. 447-456.
- Patriat, P. et Achache, J., 1984, India Eurasia Collision Chronology Has Implications for Crustal Shortening and Driving Mechanism of Plates: *Nature*, v. 311, p. 615-621.
- Paul, T.A. et Fitzgerald, P.G., 1992, Transmission electron microscopy investigation of fission tracks in fluorapatite: *American Mineralogist*, v. 77, p. 336-344.
- Pêcher, A. et Le Fort, P., 1999, Late Miocene tectonic evolution of the Karakorum-Nanga Parbat contact zone (Pakistan), in Macfarlane, A., Sorkhabi, R.B. and Quade, J., ed., *Volume Himalaya and Tibet: Mountain Roots to Mountain Tops* American Geological Society Special Paper, p. 145-158.
- Pêcher, A., Seeber, N., Guillot, S., Jouanne, F., Kausar, A., Latif, M., Madji, M., Mahéo, G., Mugnier, J.L., JRolland, Y., van der Beek, P. et Van Melle, J., 2008, Fault inversion in Northern Pakistan: paleo-stress field in transpression context, Northwest Himalaya.: *Tectonics*.
- Pedersen, R.B., Searle, M.P. et Corfield, R.I., 2001, U-Pb zircon ages from the Spong tang Ophiolite, Ladakh Himalaya: *Journal of Geological Society of London*, v. 158, p. 513-520.
- Peltzer, G. et Tapponnier, P., 1988, Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach: *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 15085-15115.
- Petterson, M.G. et Windley, B.F., 1985, Rb-Sr dating of the Kohistan arc-batholith in the trans Himalaya of north Pakistan, and tectonic implication: *Earth and Planetary Science letters*, v. 74, p. 45-57.
- Platt, J.P. et England, P.C., 1994, Convective removal of lithosphere beneath mountain belts; thermal and mechanical consequences: *Am J Sci*, v. 294, p. 307-336.
- Pognante, U. et Spencer, D.A., 1991, First record of eclogites from the High Himalayan belt, Kaghan valley (northern Pakistan): *European Journal of Mineralogy*, v. 3/3, p. 613-618.
- Porter, S.C., 1989, Some Geological Implications of Average Quaternary Glacial Conditions: *Quaternary Research*, v. 32, p. 245-261.
- Poupeau, G., Pêcher, A., Benharbit, M. et Noyan, O.F., 1991, Apatite Fission-Track Analysis of the Plioquaternary Denudation Rate in Central Karakoram: *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii*, v. 313, p. 917-922.
- Powell, C.M. et Conaghan, P.J., 1973, Tectonic models of the Tibetan plateau: *Geology*, v. 3, p. 727-732.
- Pürdy, J.W. et Jäger, E., 1976, K-Ar ages on rock-forming minerals from the central Alps: *Mem. Inst. Geol. Min. Univ. Padova* 30, p. 1-32.

R

- Rai, H., 1983, Geology of the Nubra Valley and its significance on the evolution of the Ladakh Himalayan, *in* Sharma, V.C.T.a.K.K., ed., *Geology of Indus Suture Zone of Ladakh*: Dehradun, Wadia Institute of Himalayan Geology, p. 79-97.
- Reddy, S.M., Kelley, S.P. et Magennis, L., 1997, A microstructural and argon laser-probe study of shear zone development at the western margin of the Nanga Parbat-Haramosh Massif, western Himalaya: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 128, p. 16-29.
- Reiners, P.W. et Farley, K.A., 1999, Helium diffusion and (U-Th)/He thermochronometry of titanite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 63, p. 3845-3859.
- Reiners, P.W., Farley, K.A. et Hickes, H.J., 2002, He diffusion and (U-Th)/He thermochronometry of zircon: Initial results from Fish Canyon Tuff and Gold Butte, Nevada: *Tectonophysics*, v. 349, p. 297-308.
- Reiners, P.W., Spell, T.L., Nicolescu, S. et Zanetti, K.A., 2004, Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68, p. 1857-1887.
- Reiners, P.W., 2005, Zircon (U-Th)/He thermochronometry, *in* Reiners, P.W. et Ehlers, T.A., eds., *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications*, Volume 58: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*: Chantilly, Virginia, Mineralogical Society of America/Geochemical Society, p. 151-179.
- Reiners, P.W. et Ehlers, T.A., 2005, *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications*, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*: Chantilly, Virginia, Mineralogical Society of America/Geochemical Society, p. 622.
- Replumaz, A. et Tapponnier, P., 2003, Reconstruction of the deformed zone between Indian and Asia by backward motion of lithospheric blocks: *Journal Geophysical Research*, v. VOL. 108, NO. B6, 2285,, p. doi:10.1029/2001JB000661.
- Reuber, I., Colchen, M. et Mevel, C., 1987, The geodynamic evolution of the South-Tethyan margin in Zaskar, NW Himalaya, as revealed by the Spontang ophiolitic melange: *Geodinamica Acta*, v. 1, p. 283-296.
- Riel, N., Hattori, K., Guillot, S., Rayner, N., Davis, B., Latif, M. et Kausar, A.B., 2008, SHRIMP zircon ages of eclogites in the Stak massif, northern Pakistan.: *Himalayan Journal of Sciences*.
- Robertson, A.H.F., 2000, Formation of melanges in the Indus suture zone, Ladakh Himalaya by successive subduction-related, collisional and post-collisional processes during late Mesozoic-late Tertiary time *in* Khan, M.A., Treloar, P.J., Searle, M.P. et Jan, M.Q., eds., *Tectonics of the Nanga Parbat syntaxis and the western Himalaya*, Volume 170, *Geological Society Special Publication*, p. 333-374.
- Rolland, Y., Pêcher, A. et Picard, C., 2000, Middle Cretaceous Back-arc formation and Arc evolution along the Asian margin: the Shyok Suture Zone in northern Ladakh (NW Himalaya): *Tectonophysics*, v. 325, p. 145-173.
- Rolland, Y., Maheo, G., Guillot, S. et Pecher, A., 2001, Tectono-metamorphic evolution of the Karakorum Metamorphic complex (Dassu-Askole area, NE Pakistan): exhumation of mid-crustal HT-MP gneisses in a convergent context: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 19, p. 717-737.

- Rolland, Y., Picard, C., Pêcher, A., Lapierre, H., Bosch, D. et Keller, F., 2002, The Ladakh arc of NW Himalaya - Salt melting and melt-mantle interaction during fast northward drift of Indian Plate: *Chemical Geology*, v. 182, p. 139-178.
- Rolland, Y., Carrio-Schaffhauser, E., Sheppard, S.M.F., Pecher, A. et Esclauze, L., 2006, Metamorphic zoning and geodynamic evolution of an inverted crustal section (Karakorum margin, N Pakistan), evidence for two metamorphic events: *International Journal of Earth Sciences*, v. 95, p. 288-305.
- Rowley, D.B. et Currie, B.S., 2006, Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet: *Nature*, v. 439, p. 677-681.
- Royden, L.H., Burchfiel, B.C., King, R.W., Wang, E., Chen, Z.L., Shen, F. et Liu, Y.P., 1997, Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet: *Science*, v. 276, p. 788-790.
- Rutherford, E., 1905, Present problems in radioactivity: *Popular Science Monthly*, v. May, p. 1-34.
- , 1906, *Radioactive Transformations*: New York, Charles Scribner's Sons,.

S

- Sambridge, M., 1999a, Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - II. Appraising the ensemble: *Geophysical Journal International*, v. 138, p. 727-746.
- , 1999b, Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - I. Searching a parameter space: *Geophysical Journal International*, v. 138, p. 479-494.
- Schärer, U., Hamet, J. et Allègre, C.J., 1984, The Transhimalaya (Gandese) plutonism in the Ladakh region : U-Pb and Rb-Sr study: *Earth Planetary Sciences Letters*, v. 67, p. 327-339.
- Schlup, M., Carter, A., Cosca, M. et Steck, A., 2003, Exhumation history of eastern Ladakh revealed by Ar-40/Ar-39 and fission-track ages: the Indus River-Tso Morari transect, NW Himalaya: *Journal of the Geological Society*, v. 160, p. 385-399.
- Schneider, D.A., 1999, An investigation on the evolution of Himalayan gneiss dome: Nanga Parbat Haramosh Massif, western syntaxis [Ph. D. thesis]: Bethlehem, Pennsylvania Lehigh University
- Schneider, D.A., Edwards, M.A., Kidd, W.S.F., Asif Khan, M., Seeber, L. et Zeitler, P.K., 1999a, Tectonics of Nanga Parbat, western Himalaya; synkinematic plutonism within the doubly vergent shear zones of a crustal-scale pop-up structure: *Geology (Boulder)*, v. 27, p. 999-1002.
- Schneider, D.A., Edwards, M.A., Kidd, W.S.F., Zeitler, P.K. et Coath, C.D., 1999b, Early Miocene anatexis identified in the western syntaxis, Pakistan Himalaya: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 167, p. 121-129.
- Schneider, D.A., Edwards, M.A., Zeitler, P.K. et Coath, C.D., 1999c, Mazeno Pass Pluton and Jutial Pluton, Pakistan Himalaya: age and implications for entrapment mechanisms of two granites in the Himalaya: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 136, p. 273-284.
- Schneider, D.A., Zeitler, P.K., Kidd, W.S.F. et Edwards, M.A., 2001, Geochronologic constraints on the tectonic evolution and exhumation of Nanga Parbat, western Himalaya syntaxis, revisited: *Journal of Geology*, v. 109, p. 563-583.
- Searle, M.P. et Rex, A.J., 1989, Thermal model for the Zaskar Himalaya.: *Journal of metamorphic Geology*, v. 7, p. 127-13.
- Searle, M.P., Rex, A.J., Tirrul, R., Rex, D.C., Barnicoat, A. et Windley, B.F., 1989, Metamorphic, magmatic, and tectonic evolution of the central Karakoram in

- the Biafo-Baltoro-Hushe regions of northern Pakistan.: Geological Society of America Special Papers, v. 232, p. 47-74.
- Searle, M.P., 1996, Geological evidence against large-scale pre-Holocene offsets along the Karakoram Fault: Implications for the limited extrusion of the Tibetan plateau: *Tectonics*, v. 15, p. 171-186.
- Searle, M.P., Corfield, R.I., Stephenson, B. et McCarron, J., 1997, Structure of the North Indian continental margin in the Ladakh-Zaskar Himalayas: implications for the timing of obduction of the Spongtang Ophiolite, India-Asia collision and deformation events in the Himalaya: *Geol. Mag.*, v. 134, p. 297-316.
- Searle, M.P., Weinberg, R.F. et Dunlap, W.J., 1998, Transpressional tectonics along the Karakoram fault zone, northern Ladakh: constraints on Tibetan extrusion: Geological Society, London, Special Publications, v. 135, p. 307-326.
- Searle, M.P., Asif Khan, M., Fraser, J.E. et Gough, S.J., 1999, The tectonic evolution of the Kohistan-Karakoram collision belt along the Karakoram highway transect, north Pakistan: *Tectonics*, v. 18, p. 929-949.
- Seeber, L. et Pêcher, A., 1998, Strain Partitioning along the Himalayan arc and the Nanga Parbat antiform: *Geology*, v. 26, p. 791-794.
- Sharma, M.C. et Owen, L.A., 1996, Quaternary glacial history of NW Garhwal, central Himalayas: *Quaternary Science Reviews*, v. 15, p. 335-365.
- Sinclair, H.D. et Jaffey, N., 2001, Sedimentology of the Indus Group, Ladakh, northern India: implications for the timing of initiation of the palaeo-Indus River: *Journal of the Geological Society*, v. 158, p. 151-162.
- Singh, S., Kumar, R., Barley, M.E. et Jain, A.K., 2007, SHRIMP U-Pb ages and depth of emplacement of Ladakh Batholith, Eastern Ladakh, India: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 30, p. 490-503.
- Smith, H.A., 1993, Characterization and timing of metamorphism within the Indo-Asian suture zone, Himalayas; northern Pakistan [Ph. D. thesis], Dartmouth College.
- Sorkhabi, R.B., Jain, A.K., Nishimura, S., Itaya, T., Lal, N., Manickavasagam, R.M. et Tagami, T., 1994, New-Age Constraints on the Cooling and Unroofing History of the Trans-Himalayan Ladakh Batholith (Kargil Area), Nw India: *Proceedings of the Indian Academy of Sciences-Earth and Planetary Sciences*, v. 103, p. 83-97.
- Steck, A., Epard, J.L., Vannay, J.C., Hunziker, J., Girard, M., Moraro, A. et Robyr, M., 1998, Geological transect across the Tso Moarari and Spiti areas: The nappe structures of the Tethys Himalaya: *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 91, p. 103-121.
- Stephenson, J., Gallagher, K. et Holmes, C.C., 2006, A Bayesian approach to calibrating apatite fission track annealing models for laboratory and geological timescales *Geochimica Cosmochimica Acta*, v. 70, p. 5183-5200.

T

- Tahirikheli, R.A.K., Mattauer, M., Proust, F. et Tapponnier, P., 1979, The India Eurasia suture zone in northern Pakistan: synthesis and interpretation of recent data at plate scale, p. 125-130.
- Tapponnier, P., Mercier, J.L., Proust, F., Andrieux, J., Armijo, R., Bassoulet, J.P., Brunel, M., Burg, J.P., Colchen, M., Dupre, B., Girardeau, J., Marcoux, J., Mascle, G., Matte, P., Nicolas, A., Tingdong, L., Xuchang, X., Chenfa, C., Paoyu, L., Guangcen, L., Naiwen, W., Guoming, C., Tonglin, H., Xibin, W., Wanming, D., Haixiang, Z., Huaibin, S., Yongong, C., Ji, Z. et Hongrong, Q., 1981, The Tibetan side of the India-Eurasia collision: *Nature*, v. 294, p. 405-410.

- Tapponnier, P., Peltze, G., Le Dain, Y., Armijo, R. et Cobbold, P., 1982, Propagating extrusion tectonics in Asia : new insights from simple experiments with plasticine.: *Geology*, v. 10, p. 611-616.
- Tapponnier, P., Peltze, G. et Armijo, R., 1986, On the mechanics of the collision between India and Asia.: In "Collision tectonics", Coward and A.C. Riess. (eds). Geological Society of London Special Publication, v. 19, p. 115-157.
- Tapponnier, P., Zhiqin, X., Roger, F., Meyer, B., Arnaud, N., Wittlinger, G. et Jing-sui, Y., 2001, Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau: *Science*, v. 294, p. 1671-1677.
- Tonarini, S., Villa, I., Oberli, M., Meier, F., Spencer, D.A., Pognante, U. et Ramsay, J.G., 1993, Eocene age of eclogite metamorphism in Pakistan Himalaya : implications for India-Eurasia collision.: *Terra Nova*, v. 5, p. 13-20.
- Treloar, P.J., Rex, D.C., Guise, P.G., Coward, M.P., Searle, M.P., Windley, B.F., Pettersen, M.G., Jan, M.Q. et Luff, I.W., 1989a, K-Ar and Ar-Ar geochronology of the Himalayan collision in NW Pakistan : constraints on the timing of suturing, deformation, metamorphism and uplift: *Tectonics*, v. 8, p. 881-909.
- Treloar, P.J., Williams, M.P. et Coward, M.P., 1989b, Metamorphism and Crustal Stacking in the North Indian Plate, North Pakistan: *Tectonophysics*, v. 165, p. 167-184.
- Treloar, P.J., 1997, Thermal controls on early-Tertiary, short-lived, rapid regional metamorphism in NW Himalaya: *Tectonophysics*, v. 273, p. 77-104.
- Treloar, P.J., Rex, D.C., Guise, P.G., Wheeler, J., Hurford, A.J. et Carter, A., 2000, Geochronological constraints on the evolution of the Nanga Parbat syntaxis, Pakistan Himalaya, in Khan, M.A., ed., *Tectonics of the Nanga Parbat Syntaxis and the Western Himalaya*, Volume 170, Geological Society of London Special Publication, p. 137-162.
- Turner, S., Hawkesworth, C., Liu, J.Q., Rogers, N., Kelley, S. et Vancalsteren, P., 1993, Timing of Tibetan Uplift Constrained by Analysis of Volcanic-Rocks: *Nature*, v. 364, p. 50-54.

V

- Valli, F., Arnaud, N., Leloup, P.H., Sobel, E.R., Maheo, G., Lacassin, R., Guillot, S., Li, H., Tapponnier, P. et Xu, Z., 2007, Twenty million years of continuous deformation along the Karakorum fault, western Tibet: A thermochronological analysis: *Tectonics*, v. 26.
- Van Haver, T., 1984, Étude stratigraphique sédimentologique et structurale d'un bassin d'avant arc : Exemple du Bassin de l'Indus, Ladakh, Himalaya, Thèse Université Joseph Fourier.
- Villa, I.M., Lemennicier, Y. et LeFort, P., 1996, Late Miocene to Early Pliocene tectonometamorphic and cooling in south-central Karakorum and Indus-Tsangpo suture, Chogo Lungma area (NE Pakistan): *Tectonophysics*, v. 260, p. 201-214.

W

- Wadia, D.N., 1931, Note on the geology of Nanga Parbat (Mt Diamir) and adjoining portions of Chilas, Gilgit districts, Kashmir.: *Record of the geological survey of India* v. 72, p. 151-161.
- , 1937, The Cretaceous volcanic series of Astor-Deosai, Kashmir and its intrusion *Records Geological Survey of India*, v. 72, p. 151-161.

- Wagner, G.A., 1968, Fission track dating of apatites: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 4, p. 411-415.
- , 1979, Correction and interpretation of fission track ages, *in* Jäger, E. et Hunziker, J.C., eds., *Lectures in Isotope Geology*: Berlin, Springer Verlag, p. 170-177.
- Wagner, G.A. et Van den haute, P., 1992, *Fission Track Dating*: Amsterdam, Elsevier.
- Wagner, G.A., Reimer, G.M., Jäger, E., 1977, Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps: *Mem. Inst. Geol. Min. Univ. Padova* 30, p. 1-27.
- Wang, C.S., Zhao, X.X., Liu, Z.F., Lippert, P.C., Graham, S.A., Coe, R.S., Yi, H.S., Zhu, L.D., Liu, S. et Li, Y.L., 2008, Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, v. 105, p. 4987-4992.
- Watts, B.A., 2001, *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*: Cambridge, UK, Cambridge University press, 458 p.
- Whipple, K.X. et Tucker, G.E., 1999, Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs: *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, v. 104, p. 17661-17674.
- Whittington, A., 1996, Exhumation overrated at Nanga Parbat, northern Pakistan: *Tectonophysics*, v. 206, p. 215-226.
- Willett, S.D. et Beaumont, C., 1994, Subduction of Asian lithospheric mantle beneath Tibet inferred from models of continental collision.: *Nature*, v. 369, p. 642-645.
- Williamson, J.H., 1968, Least-squares fitting of a straight line: *Canadian Journal of Physics*, v. 46, p. 1845-1847.
- Winslow, D.M., Zeitler, P.K., Chamberlain, C.P. et Williams, I.S., 1996, Geochronologic constraints on syntaxial development in the Nanga Parbat region, Pakistan: *Tectonics*, v. 15, p. 1292-1308.
- Wolf, R.A., Farley, K.A. et Silver, L.T., 1996, Helium diffusion and low temperature thermochronometry of apatite: *Geochimica Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 4231-4941.
- Wolf, R.A., Farley, K.A. et Kass, D.M., 1998, Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/He thermochronometer: *Chemical Geology*, v. 148, p. 105-114.

Y

- Yin, A. et Harrison, T.M., 2000, Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 28, p. 211-280.

Z

- Zeilinger, G., Seward, D. et Burg, J.P., 2007, Exhumation across the Indus Suture Zone: a record of back sliding of the hanging wall: *Terra Nova*, v. 19, p. 425-431.
- Zeitler, P.K., Johnson, N.M., Naeser, C.W. et Tahirkheli, R.A.K., 1982, Fission-track evidence for Quaternary uplift of the Nanga Parbat region, Pakistan: *Nature*, v. 298, p. 255-257.
- Zeitler, P.K., 1985, Cooling history of the NW Himalaya, Pakistan: *Tectonics*, v. 4, p. 127-151.

- Zeitler, P.K., Herczig, A.L., McDougall, I. et Honda, M., 1987, U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 2865-2868.
- Zeitler, P.K., Chamberlain, C.P. et Erickson, E., 1989, Variations in the timing and style of metamorphism along the strike of the Main Mantle Thrust, NW Himalaya, Pakistan: *Geological Society of America Abstracts*, v. A182, n° 23823.
- Zeitler, P.K. et Chamberlain, C.P., 1991, Petrogenetic and tectonic significance of young leucogranites from the Himalaya, Pakistan: *Tectonics*, v. 10, p. 729-741.
- Zeitler, P.K., Chamberlain, C.P. et Smith, H.A., 1993, Synchronous anatexis, metamorphism, and rapid denudation at Nanga-Parbat (Pakistan Himalaya): *Geology*, v. 21, p. 347-350.
- Zeitler, P.K., Koons, P.O., Bishop, P., Chamberlain, C.P., Craw, D., Edwards, M.A., Hamidullah, S., Jan, Q., Khan, M.A., Khattak, M.U.K., Kidd, W.S.F., Mackie, R.L., Meltzer, A.S., Park, S.K., Pêcher, A., Poage, M.A., Sarker, G., Schneider, D.A., Seeber, L. et Shroder, J.F., 2001a, Crustal reworking at Nanga Parbat, Pakistan: metamorphic consequences of thermal-mechanical coupling facilitated by erosion: *Tectonics*, v. 20, p. 712-728.
- Zeitler, P.K., Meltzer, A.S., Koons, P.O., Craw, D., Hallet, B., Chamberlain, C.P., Kidd, W.S.F., Park, S.K., Seeber, L., Bishop, M. et Shroder, J., 2001b, Erosion, Himalayan Geodynamics, and the Geomorphology of Metamorphism: *GSA Today*, v. 11, p. 4-9.
- Zhao, W.L. et Morgan, W.J., 1987, Injection of Indian Crust into Tibetan Lower Crust - a Two-Dimensional Finite-Element Model Study: *Tectonics*, v. 6, p. 489-504.

Annexes



Vue de Deosai vers le nord-ouest, dans le soleil du matin, au camp de Mir Malik

Annexe 1	173
Annexe 2	174
Annexe 3	175
Annexe 4	176
Annexe 5	183
Annexe 6	184
Annexe 7	201
Annexe 8	211
Annexe 9	214

Annexe 1

Liste des échantillons utilisés pour l'étude avec leur localisation et lithologie.

Ech.	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Elevation (m)	Localisation	Lithologie
Pk05-16	75,07841	35,08258	3432	Haute vallée d'Astor ; Das	Granite porphyroïde
Pk05-17	75,15551	35,02406	3689	Haute vallée d'Astor ; Chilam	Diorite
Pk05-20	75,42156	35,01646	3961	Camp Ali Malik Mar	Granite porphyroïde
Pk05-28	75,59127	35,12049	3501	Route Skardu-Deosai	Granite
Pk05-29	75,60505	35,14112	3291	Route Skardu-Deosai	Diorite
Pk05-30	75,61105	35,15377	3128	Route Skardu-Deosai	Granite
Pk05-31	75,64130	35,25208	2594	Route Skardu-Deosai; Satpara lake	Granite
Pk05-38	75.35966	35.49409	2095	Vallée de l'Indus amont Nanga Parbat	Tonalite
Pk05-39	75.31937	35.59195	2005	Vallée de l'Indus amont Nanga Parbat	Tonalite
Pk06-13	74.87056	35.26167	2470	Amont du village d'Astor	Diorite
Pk06-19	75.00972	35.22139	3092	Vallée de Gudai	Diorite
PK06-22	75.65250	35.36611	2266	Bordure Nord basin Skardu	Granite
PK06-26	75.72861	35.29722	2254	Pont de Shigar	Diorite
Pk06-36	75,61944	35,17417	2960	Route Skardu-Deosai	Granite
Pk06-42	75.85694	35.28361	2304	Vallée de l'Indus amont de Skardu	Grano-diorite
Pk06-43	76.12861	35.19097	2442	Vallée de l'Indus amont de Skardu	Grano-diorite
Pk06-44	76.30833	35.17944	2501	Vallée de l'Indus amont de Skardu	Grano-diorite
Pk06-50	75,75333	35,09139	3991	Katichu Lungma	Grano-diorite
Pk06-51	75,79306	35,11806	3481	Katichu Lungma	Grano-diorite
Pk06-53	75,86667	35,13111	2930	Katichu Lungma	Grano-diorite
Pk06-54	75,94092	35,12919	2534	Mehdiabad vallée de l'indus	Granite
Pk06-59	74.60056	35.49417	1246	Pont de Raikhot	Amphibolite
Pk06-64	73.77500	35.51472	1016	Chilas vallée de l'Indus	Diorite
Pk06-66	73.20806	35.24403	789	Dassu vallée de l'Indus	Granite
Pk06-70	72.95861	34.73194	835	Takhot vallée de	Gneiss
K1L23/24	80,20831	34,50230	5185	Longmu-Co	Grano-diorite

Nota : Ne sont présentés ici que les échantillons dont les résultats d'analyses ont été exploités pour cette thèse. Cependant, il existe d'autres échantillons qui n'ont pas été traités et qui feront l'objet d'un autre tableau les listant dans la version définitive de ce travail.

Annexe 2

Échantillons et âges des systèmes thermochronologiques, avec leur erreur à 1σ , utilisés pour les relations âge/altitude.

	Echantillon	Altitude (m)	Ages (Ma)	1σ
Descente Deosai-Skardu (Nord) AFT	PK05-20	3961	20.7	± 1.2
	Pk06-22	2266	8.7	± 0.9
	Pk06-26	2254	12.2	± 1.6
	Pk05-28	3501	27	± 3.5
	Pk05-29	3291	23.6	± 2.4
	Pk05-30	3128	21.2	± 2.4
	Pk05-31	2594	22.6	± 2.8
	Pk06-42	2304	9.6	± 0.9
Descente Deosai-Mehdiabad (Nord-est) AFT	Pk06-43	2442	11.7	± 0.9
	Pk06-44	2505	9.3	± 0.5
	Pk06-50	3991	23.1	± 1.9
	Pk06-51	3481	19.0	± 2.3
	Pk06-54	2534	15.4	± 1.5
AHe	PK05-16	3432	10.94	± 1.03
	Pk06-22	2266	5.89	± 0.62
	Pk06-36	2960	15.12	± 0.26
	Pk06-42	2304	5.60	± 0.18
	Pk06-50	3991	14.91	± 0.55
ZHe	PK05-16	3 432	32.06	± 0.72
	PK05-20	3 961	39.35	± 7.41
	Pk06-36	2 960	22.10	± 0.96
	Pk06-42	2 304	16.46	± 5.91
	Pk06-50	3 991	29.12	± 0.66
	Pk06-53	2 930	22.98	± 0.80

Annexe 3

Échantillons et âges des systèmes thermochronologiques avec leur erreur à 1 σ , utilisés pour les modélisations avec le code numérique *Pecube*.

Ech.	Altitude (m)	Ages AHe (Ma)	$\pm 1\sigma$	Ages AFT (Ma)	$\pm 1\sigma$	Ages ZHe (Ma)	$\pm 1\sigma$
Pk06-50	3991	14.9	0.4	23.1	1.9	29.1	0.7
PK05-20	3961			20.7	1.2	39.4	7.4
Pk05-28	3501			27.0	3.5		
Pk06-51	3481			19.0	2.3		
Pk05-29	3291			23.6	2.4		
Pk05-30	3128			21.2	2.4		
Pk06-36	2960	15.1	0.3			22.1	1.0
Pk06-53	2930					23.0	0.8
Pk05-31	2594			22.6	2.8		
Pk06-54	2534			15.4	1.5		
Pk06-42	2304	5.6	0.2	9.6	0.9	16.5	5.9
Pk06-22	2266	5.9	0.6	8.7	0.9		
Pk06-26	2254			12.2	1.6		
81SK-2*	2230			8.2	1.7		
Pk05-38	2095			7.0	0.5		

* Échantillon provenant de l'étude de Zeitler (1985).

Annexe 4

Ensemble des échantillons disponibles et prélevés au Pakistan lors des deux campagnes de terrain de septembre 2005 et 2006. Dans les tableaux suivants figurent : la lithologie de chaque échantillon, les coordonnées du point d'échantillonnage, son altitude, sa localisation, l'ensemble géologique auquel appartient l'échantillon, le type d'échantillonnage (à quelle analyses il est adapté), les travaux effectués sur l'échantillon et les analyses existantes sur celui-ci.

Annotations légendes :

TF : trace de fission et térmochronologie de basse température

NC : nucléïdes cosmogéniques

AFT : trace de fissions sur apatite

AHe : (U-Th)/He sur apatite

ZHe : (U-Th)/He sur zircon

N°	Lithologie	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Localisation	Ensemble géologique	Type d'échantillonnage	Travaux	Analyses
PK 05 03	Leptino diorite	35.34933	74.85872	2406	Gorge d'Astor dbt.	Bloc Kohistan	TF		
PK 05 04	Granite	35.32396	74.77908	3548	Gorge d'Astor dbt.	Himalaya NP	TF		
PK 05 05	Pegmatite	74.77624	35.32221	3592	Vallée de Rama	Himalaya NP	TF	Trié, non monté	impropre AFT
PK 05 06	Métapégmatite	74.79494	35.33599	3475	Vallée de Rama	Himalaya NP	TF		
PK 05 07	Gneiss (Métavolcanite)	74.80489	35.34445	3296	Vallée de Rama	Limite MMT Himalaya	TF		
PK 05 08	Leptynite	74.82831	35.35845	2796	Vallée de Rama	Deosai nord	TF	Trié, monté, Irradié	impropre AFT
PK 05 09	Leptynite	74.82831	35.35845	2796	Vallée de Rama	Deosai nord	TF		
PK 05 10	Orthogneiss	74.73392	35.23945	2886	Vallée de Rupal (Tarshing)	Himalaya NP	TF	Trié, monté, Irradié	impropre AFT
PK 05 11	Paragneiss	74.77020	35.23470	2825	Vallée de Rupal	Himalaya NP	TF		
PK 05 12	Orthogneiss	74.79202	35.22638	2618	Vallée de Rupal	Himalaya NP			
PK 05 13	Orthogneiss	74.79202	35.22638	2618	Vallée de Rupal	Himalaya NP	TF	Trié, monté, Irradié	impropre AFT
PK 05 14	Grano-Diorite	74.8435	35.25687	2388	Vallée de Rupal	Deosai nord	TF	Trié, monté, Irradié	impropre AFT
PK 05 15	Laves associées	74.8435	35.25687	2388	Vallée de Rupal	Deosai nord			
PK 05 16	Granite porphyroïde	75.07841	35.08258	3432	Das Bala 7km de Chilum	Deosai nord	TF	Trié, monté, Irradié	AFT, AHe, ZHe
PK 05 17	Diorite	75.15551	35.02406	3689	7km du col de Chachur	Deosai nord	TF	Trié, monté, Irradié	AFT
PK 05 18	Grano-Diorite	75.41398	35.01788	4205	Col de Chachur	Deosai ouest	TF	Trié, non monté	impropre AFT
PK 05 19	Grano-Diorite	75.41398	35.01788	4205	Col de Chachur	Deosai ouest	CN		
PK 05 20	Granite porphyroïde	75.42156	35.01646	3961	Camps de Ali Malik Mar	Deosai ouest	TF	Trié, monté, Irradié	AFT, AHe, ZHe
PK 05 21	Granite porphyroïde	75.42156	35.01646	3961	Camps de Ali Malik Mar	Deosai ouest	CN		
PK 05 22		75.47006	35.06044	3945	Avant descente Deosai-Skardu	Deosai nord	CN		
PK 05 23		75.47006	35.06044	3945	Avant descente Deosai-Skardu	Deosai nord	TF		
PK 05 24	Calcaire				Descente Deosai-Skardu				
PK 05 25	Calcaire				Descente Deosai-Skardu				
PK 05 26	Calcaire				Descente Deosai-Skardu				
PK 05 27	Pegmatite	75.58667	35.11908	3527	Descente Deosai-Skardu	Deosai nord			
PK 05 28	Granite	75.59127	35.12049	3501	Descente Deosai-Skardu	Deosai nord	TF	Trié, monté, Irradié	AFT

N°	Lithologie	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Localisation	Ensemble géologique	Type d'échantillonnage	Travaux	Analyses
PK 05 29	Diorite	75.60505	35.14112	3291	Descente Deosai-Skardu	Deosai nord	TF	Trié, monté, Irradié	AFT
PK 05 30	Granite	75.61105	35.15377	3128	Descente Deosai-Skardu	Deosai nord	TF	Trié, monté, Irradié	AFT
PK 05 31	Granite à Biotite	75.64130	35.25208	2594	Descente Deosai-Skardu	Deosai nord	TF	Trié, monté, Irradié	AFT
PK 05 32	Grano-diorite (bloc)	75.46797	35.42447	2272	Exutoire de la plaine de Skardu	Katchura Fm	CN		
PK 05 33	Granite (ortho-gneiss)	75.52691	35.71554	2409	Dôme proche Dassu	Karakoram	TF		
PK 05 34	Granite (ortho-gneiss)	75.50038	35.71549	2426	Dôme Dassu	Karakoram	TF		
PK 05 35	Granite (ortho-gneiss)	75.48795	35.67505	2369	Dôme Dassu	Karakoram	TF		
PK 05 36A	Bloc pegmatite	75.46741	35.38374	3039	Sommet terrasse	Bunthang Fm	CN		
PK 05 36B	Bloc pegmatite	75.46741	35.38374	3039	Sommet terrasse	Bunthang Fm	CN		
PK 05 37	Gneiss	75.57690	35.35628	2265	Rive Droite de l'Indus (Skardu)	Ladakh	TF	Trié, monté, Irradié	impropre AFT
PK 05 38	Granite	75.35966	35.49409	2095	Indus dir. Gilgit	Ladakh	TF	Trié, monté, Irradié	impropre AFT
PK 05 39	Granite	75.31937	35.59195	2005	Indus dir. Gilgit	Ladakh	TF	Trié, monté, Irradié	AFT
PK 05 40	Diorite	75.05496	35.63298	1855	Indus dir. Gilgit	Ladakh	TF	Trié, monté, Irradié	impropre AFT
PK 05 41	Gneiss	75.00902	35.62719	1877	Indus dir. Gilgit	Himalaya NP	TF	Trié, monté, Irradié	impropre AFT
PK 05 42	Gneiss	74.90508	35.69665	1756	Indus dir. Gilgit	Himalaya NP	TF		
PK 05 24	Calcaire				Descente Deosai-Skardu		Paléontologie		
PK 05 25	Calcaire				Descente Deosai-Skardu		Paléontologie		
PK 05 26	Calcaire				Descente Deosai-Skardu		Paléontologie		
PK 05 27	Pegmatite	75.58667	35.11908	3527	Descente Deosai-Skardu	Deosai nord			
PK 05 28	Granite	75.59127	35.12049	3501	Descente Deosai-Skardu	Deosai nord	TF	Trié, monté, Irradié	AFT
PK 05 29	Diorite	75.60505	35.14112	3291	Descente Deosai-Skardu	Deosai nord	TF	Trié, monté, Irradié	AFT

N°	Lithologie	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Localisation	Ensemble géologique	Type d'échantillonnage	Travaux	Analyses
Pk06-01	Granite	74.59157	35.42299	2475	Montée de Feary Meadow	Himalaya NP	TF	Tamisé (80-200mm)	
Pk06-02	Pegmatite	74.59999	35.44808	2183	Montée de Feary Meadow	Himalaya NP	TF	Tamisé (80-200mm)	
Pk06-03	Gneiss	74.59479	35.46172	2022	Montée de Feary Meadow	Himalaya NP	TF	Tamisé (80-200mm)	
Pk06-04	Granite	74.59503	35.48130	1653	Montée de Feary Meadow	Himalaya NP	TF	Tamisé (80-200mm)	
Pk06-05	Leucogranite	74.62206	35.73585	1380	Confluence Gilgit/Indus	Block Kohistan	TF		
Pk06-06	Leucogranite (bloc)	74.63265	35.73271	1367	Terrasse de confluence G/I		CN + Patine		
Pk06-07	Amphibolite Quartzreuse (bloc)	74.64125	35.73115	1368	Terrasse de confluence G/I		CN + Patine		
Pk06-08	Filon quartz (bloc)	74.63531	35.73051	1385	Terrasse de confluence G/I		CN + Patine		
Pk06-09	Meta-volcanite	75.08545	34.90359	4198	Col du Burzil	Block Ladakh	TF	Trié, non monté	impropre AFT, AHe, ZHe
Pk06-10	Meta-volcanite	75.09361	34.91611	3949	route Chillum-Burzil	Block Ladakh	TF	Trié, non monté	impropre AFT, AHe, ZHe
Pk06-11	Granite	75.10139	34.97167	3775	route Chillum-Burzil	Block Ladakh	TF	Trié, non monté	impropre AFT, AHe, ZHe
Pk06-12	Diorite	74.95750	35.18639	2758	Entrée de la vallée de Gudai	Block Ladakh	TF	Trié, monté, irradié	impropre AFT
Pk06-13	Diorite	74.87056	35.26167	2470	Aval Gudai proche Astor	Block Ladakh	TF	Trié, monté, irradié	AFT, AHe, ZHe
Pk06-14	Quartz (bloc)	74.78556	35.22361	2675	Terrasse de la vallée de Rupal		CN + Patine		
Pk06-15	Bloc	74.78875	35.22139	2664	Terrasse de la vallée de Rupal		CN		
Pk06-16	Brèche volcanique	75.56528	35.05417	4438	Deosai route principale	Deosai	TF	Trié, non monté	impropre AFT, AHe, ZHe
Pk06-17	Brèche volcanique	75.55583	35.05833	4367	Deosai route principale		CN		
Pk06-18	Bloc	75.02500	35.22472	3073	Vallée de Gudai		Patine		
Pk06-19	Amphibolite	75.00972	35.22139	3092	Vallée de Gudai	Deosai ouest	TF	Trié, monté, irradié	impropre AFT ; résultat ZHe
Pk06-20	Grano-diorite	75.41398	35.01788	4205	Col de Chachur		Patine		
Pk06-21	Quartzite	75.35778	35.02028	4169	Terrasse Deosai		CN + Patine		

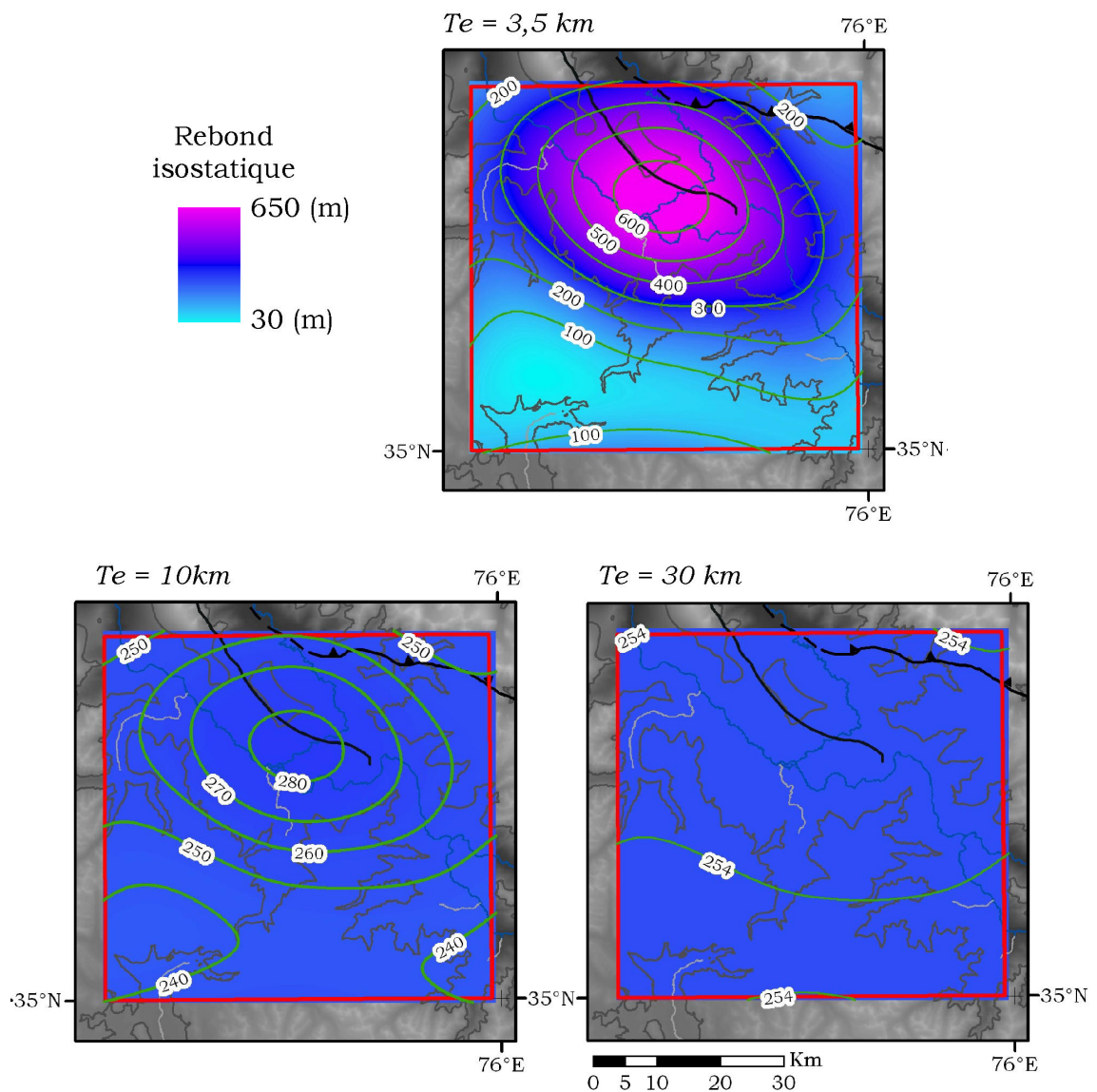
N°	Lithologie	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Localisation	Ensemble géologique	Type d'échantillonnage	Travaux	Analyses
Pk06-22	Granite	75.65250	35.36611	2266	Route rive droite de l'Indus (Skardu)	Ladakh	TF	Trié, monté, irradié	AFT, AHe
Pk06-23	Méta-sédiment	75.66361	35.53722	2570	Vallée de la Shigar	Karakorum	TF		
Pk06-24	Diorite	75.74222	35.41111	2273	Vallée de la Shigar	Ladakh	TF	Trié, monté, irradié	impropre AFT
Pk06-25	Galets (quartz-zeux)	75.75347	35.31333	2250	Terrasse Shigar Bridge		CN		
Pk06-26	Diorite	75.72861	35.29722	2254	Shigar Bridge	Ladakh	TF	Trié, monté, irradié	AFT
Pk06-27	Grano-diorite (bloc)	75.47306	35.42694	2233	Exutoire de la plaine de Skardu	Katchura Fm	Patine		
Pk06-28	Meta-volcanite	75.27944	35.67167	3122	Vallée de Turmik	Ladakh	TF	Trié, monté, irradié	impropre AFT
Pk06-29	Meta-volcanite	75.31167	35.63458	2665	Vallée de Turmik	Ladakh	TF	Trié, monté, irradié	impropre AFT
Pk06-30	Diorite	75.31917	35.60389	2506	Vallée de Turmik	Ladakh	TF	Trié, monté, irradié	impropre AFT
Pk06-31	Amphibolite	75.31750	35.59333	2225	Vallée de Turmik	Ladakh	TF	Trié, monté, irradié	impropre AFT
Pk06-32		75.47006	35.06044	3945	Deosai route principale		CN + Patine		
Pk06-33	Volcanite	75.65722	35.01444	4362	Deosai Shingo Route de Thalee	Deosai nord	TF	Trié, non monté	impropre AFT
Pk06-34	Volcanite	75.54250	35.08972	4066	Deosai Check post nord	Deosai nord	TF	Trié, non monté	impropre AFT
Pk06-35	Grano-diorite	75.59750	35.12944	3425	Descente Deosai-Skardu	Deosai nord	TF	Trié, monté, irradié	impropre AFT
Pk06-36	Granite	75.61944	35.17417	2960	Descente Deosai-Skardu	Deosai nord	TF	Trié, monté, irradié	impropre AFT ; résultats AHe et ZHe
Pk06-37	Gneiss	75.03944	35.73194	2728	Vallée de Stak	Himalaya NP	TF		
Pk06-38	Gneiss	75.02278	35.65500	2320	Vallée de Stak	Ladakh bordure MMT	TF		
Pk06-39	Gneiss	75.02306	35.64361	2105	Vallée de Stak	Ladakh bordure MMT	TF		
Pk06-40		75.63889	35.30417	2390	Rocher de Skardu	Ladakh	TF		
Pk06-41	Bloc	75.62694	35.31056	2707	Top Skardu Rock		CN		
Pk06-42	Grano-diorite	75.85694	35.28361	2304	Indus entre Skardu/Khaplu	Ladakh	TF	Trié, monté, irradié	AFT, AHe, ZHe

N°	Lithologie	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Localisation	Ensemble géologique	Type d'échantillonnage	Travaux	Analyses
Pk06-43	Grano-diorite	76.12861	35.19097	2442	Indus entre Skardu/Khaplu	Ladakh	TF	Trié, monté, irradié	AFT
Pk06-44	Grano-diorite	76.30833	35.17944	2501	Indus entre Skardu/Khaplu	Ladakh	TF	Trié, monté, irradié	AFT
Pk06-45	Gneiss	76.36431	35.45347	3326	Vallée de Hushey	Karakorum	TF		
Pk06-46	Granite	76.35889	35.42653	3023	Vallée de Hushey	Karakorum	TF		
Pk06-47	Granite	76.37194	35.34833	2892	Vallée de Hushey	Karakorum	TF		
Pk06-48	Gneiss	76.39306	35.28500	2637	Vallée de Hushey	Karakorum	TF		
Pk06-49	Grano-diorite	75.75528	35.08333	4363	Vallée de Dhappa	Deosai est	TF	Trié, non monté	impropre AFT
Pk06-50	Grano-diorite	75.75333	35.09139	3991	Vallée de Dhappa	Deosai est	TF	Trié, monté, irradié	AFT, AHe, ZHe
Pk06-51	Diorite	75.79306	35.11806	3481	Vallée de Dhappa	Deosai est	TF	Trié, monté, irradié	AFT
Pk06-52	Grano-diorite	75.82556	35.12389	3160	Vallée de Dhappa	Deosai est	TF	Trié, monté, irradié	impropre AFT
Pk06-53	Grano-diorite	75.86667	35.13111	2930	Vallée de Dhappa	Deosai est	TF	Trié, monté, irradié	impropre AFT ; résultat ZHe
Pk06-54	Grano-diorite	75.94092	35.12919	2534	Vallée de Dhappa	Deosai est	TF	Trié, monté, irradié	AFT
Pk06-55	Meta-volcanite	75.42972	35.64278	3919	Shigar/Tisar Valley	Bordure MKT	TF		
Pk06-56	Meta-volcanite	75.43528	35.64611	3634	Shigar/Tisar Valley	Bordure MKT	TF		
Pk06-57	Meta-volcanite	75.44028	35.64806	3273	Shigar/Tisar Valley	Bordure MKT	TF		
Pk06-58	Meta-volcanite	75.47556	35.63528	2419	Shigar Valley	Bordure MKT	TF		
Pk06-59	Amphibolite	74.60056	35.49417	1246	Raikhot Bridge	Kohistan	TF	Trié, monté, irradié	AFT
Pk06-60	Bedrock	74.58583	35.49139	1216	aval Raikhot Bridge	Kohistan	CN		
Pk06-61	Galets	74.11333	35.40611	1321	Chilas Terrasse		CN		
Pk06-62	Galets	74.31639	35.43833	1785	Chilas Terrasse		CN		
Pk06-63	Bloc	74.32542	35.41444	1164	Chilas Terrasse		CN		

N°	Lithologie	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Localisation	Ensemble géologique	Type d'échantillonnage	Travaux	Analyses
Pk06-64	Diorite	73.77500	35.51472	1016	Indus aval Chilas	Kohistan	TF	Trié, monté, Irradié	AFT
Pk06-65	Amphibolite	73.19806	35.39528	881	Indus	Kohistan	TF	Trié, monté, Irradié	impropre AFT
Pk06-66	Leucogranite	73.20806	35.24403	789	Indus aval Dassu/Kamila	Kohistan	TF	Trié, monté, Irradié	AFT
Pk06-67	Grano-diorite	72.90056	35.03806	713	Indus aval Jutial	Himalaya Besham	TF		
Pk06-68	Gneiss	72.86028	34.89931	601	Indus aval Besham	Himalaya Besham	TF	Trié, monté, Irradié	impropre AFT
Pk06-69	Gneiss	72.97222	34.84708	739	Indus	Himalaya Besham	TF	Trié, monté, Irradié	impropre AFT
Pk06-70	Gneiss	72.95861	34.73194	835	Sud-Est Besham KKH	Himalaya Besham	TF	Trié, monté, Irradié	AFT

Annexe 5

Représentation cartographique du rebond isostatique sur la zone que nous avons choisi de modéliser avec Pecube et calculé pour différente épaisseur élastique (T_e). L'échelle de couleur allant du bleu clair au rose représente respectivement les valeurs le plus basses vers le plus hautes. La même échelle de couleur est utilisé pour les trois calculs.



Annexe 6

Article soumis à *Nature Geoscience*.

Eocene Tibetan Plateau Remnants preserved in the Northwest Himalaya

Jérémie Van Melle¹, Peter van der Beek¹, Stéphane Guillot¹, Arnaud Pêcher¹, Peter W. Reiners², Stefan Nicolescu² and Mohamed Latif³

¹ LGCA-OSUG, University of Grenoble, CNRS, BP 53, F-38041 Grenoble, France

² Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, AZ 85721, USA

³ Geological Survey of Pakistan, Islamabad, Pakistan

The northwest Himalaya shows strongly contrasting relief, opposing deeply incised mountain ranges characterized by extremely rapid exhumation¹⁻³ and some of the highest peaks in the world (i.e., the Karakorum range and Nanga Parbat massif) to high-elevation, low-relief areas such as the 4000-m high Deosai plateau in northern Pakistan and Tso Moriri in Indian Ladakh. The origin and evolution of such plateau regions in the syntaxis of the most active continental collision in the world remain elusive. Here, we report the first low-temperature thermochronology (apatite fission-track, apatite and zircon (U-Th)/He) data from the Deosai plateau and use thermal history modelling to show that it has undergone continuous slow (≤ 200 m/Myr) denudation and has thus remained tectonically stable for the last 35 Myr at least. We use morphological analyses to characterise such plateaux and identify them at the scale of the entire northwest Himalaya. We show that the plateau regions share common morphologic characteristics and denudation histories, which are comparable to those of the western Tibetan plateau. These results imply that they may be preserved remnants of an Eocene south-western Tibetan plateau that was more widespread than today and that was subsequently dissected by rivers following major faults.

The Himalayan syntaxes have attracted much attention over the last decade because they appear as areas in which potential coupling between tectonics and surface processes can be demonstrated^{4, 5}. In the northwest Himalaya (Fig. 1), studies have mainly focused on the very rapidly exhuming Nanga Parbat massif^{2, 6} and, to a lesser extent, the Karakorum mountains^{7, 8}. However, the northwest Himalayan syntaxis also contains widespread low-relief regions that are characterised by much slower exhumation rates⁹ and that have received much less attention. The juxtaposition on relatively short spatial scales (several tens of km) of regions with extremely contrasting morphological characteristics and exhumation histories remains enigmatic.

The observed morphological variations correlate with major geologic units in the northwest Himalaya. High-elevation, low-relief regions are mainly found within the Kohistan-Ladakh arc complex; the backbone of the northwest Himalaya that separates the Indian and Asian plates (Fig. 1). The Karakorum range to the north constitutes the former Eurasian margin that collided with the Kohistan-Ladakh arc along the Main Karakorum Thrust in the Shyok suture zone since ~75 Myr (ref. 10 and references therein). The Kohistan-Ladakh arc was in its turn thrust over Himalayan rocks of the Indian plate along the Main Mantle Thrust in the Indus-Tsangpo suture zone since the onset of Himalayan collision at ~55 Myr (refs. 11, 12). Major crustal thickening, high-grade metamorphism and building of topography occurred between ~55 and 40 Myr (ref. 13), followed by rapid exhumation of the Nanga Parbat dome since Late Miocene time³.

We use morphologic analyses to identify high-elevation low-relief surfaces throughout the northwest Himalaya and western Tibetan plateau (west of 83°E; cf. Fig. 1), defining them as broad regions with elevations over 3800 m and topographic slopes less than 17°. The widespread Tibetan plateau surface is clearly mapped out by this approach, rising from ~4900 m in the Lhasa terrain south of ~33°N to ~5500 m in the Qiantang and Kunlun terrains to the north. Note that low-relief surfaces not only appear higher but also more continuous in the Qiangtang and Kunlun terrains with respect to the Lhasa terrain.

The Karakorum fault is generally regarded as the western border of the Tibetan plateau^(e.g., 10, 14). However, our morphologic analysis identifies several prominent plateau regions to the southwest of this boundary. From east to west, these are: the Zada basin in southwest Tibet, Tso Morari in northwest India and the Deosai plateau in northern Pakistan. While the former constitutes a Neogene internally-drained basin that was only recently captured by the Sutlej River¹⁵, both Tso Morari

and Deosai clearly represent externally-drained low-relief erosional surfaces. Their elevation rises from ~4000 m for the Deosai plateau to 4500-5000 m in the Tso Morari, similar to the elevation of southwest Tibet, northeast of the Karakorum fault.

In detail, the relief characteristics of the Deosai plateau and surrounding regions are illustrated in Fig. 2, which highlights the strong morphologic contrast between the plateau, characterised by widespread low slope values, and the high-elevation, high-relief Nanga Parbat Massif adjacent to it. Both the Kohistan region to the west and the Ladakh batholith to the east show somewhat higher mean slope values than the Deosai plateau, but contain widespread low-relief summit regions. Low-relief areas outside these regions are restricted to valley bottoms of the Indus and Gilgit rivers. In contrast to the slope distributions, the mean elevations of the Deosai plateau and Kohistan are similar to that of the Nanga-Parbat Massif, lending support to the hypothesis that uplift and exhumation in the latter is fundamentally driven by localised incision of the Indus River^{2, 5}. The mean elevation of the Ladakh batholith, in contrast, is significantly higher (4800 m) than that of the regions to the west. In a previous morphometric study of the region¹⁶, it was suggested that high-elevation low-relief areas resulted from efficient glacial erosion during Quaternary times and are thus very young geological features.

In order to elucidate the denudation history of the Deosai plateau, we report apatite fission-track (AFT) and apatite and zircon (U-Th)/He (AHe, ZHe) thermochronology data in Fig. 3 and Supplementary Tables 1-4. These three thermochronometers record cooling below closure temperatures of 110 ± 10 , 70 ± 10 and 180 ± 20 °C, respectively^{17, 18}. Samples were collected at elevations between 2500 and 4000 m on the plateau surface, as well as on its northeast rim and in the high Astor valley, which drains the plateau to the west. AFT ages vary between 14.6 ± 1.1 and 27.0 ± 3.5 Myr, with youngest ages encountered in the Astor valley and oldest on the northeast plateau rim. For the higher closure-temperature ZHe system, weighted mean ages from replicate determinations vary between 22.1 ± 1.0 Myr for a sample collected at 2960 m elevation on the northeast flank of the plateau and 39.4 ± 7.4 Myr for the central plateau (3960 m elevation). The lower-temperature AHe ages are consistent with the other data and vary between 10.9 ± 1.0 Myr in the Astor valley and 15.1 ± 0.3 Myr on the eastern rim. Overall, these ages imply cooling and exhumation rates that are one to two orders of magnitude lower than those encountered in the adjoining Nanga Parbat and Karakorum massifs^{2, 3, 7}.

We have modelled the cooling history of three samples for which we have thermochronology data for multiple systems, using a thermal history inversion model¹⁹ that takes into account AFT ages, track-length distributions and kinetic parameters as well as AHe and ZHe ages. Although the model can infer thermal histories from the AFT data alone, the AHe data allow better constraining the low-temperature part of the history, and the ZHe data, extrapolating to higher temperatures. All cooling histories obtained using this approach consistently show remarkably constant slow cooling at rates of $\sim 5^{\circ}\text{C}/\text{Myr}$ since at least 35-40 Myr ago (Fig. 3), implying constant long-term denudation rates of $\leq 200 \text{ m}/\text{Myr}$ since this time for reasonable values (25-30 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$) of the geothermal gradient.

The inferred history of constant slow denudation of the plateau has several major implications: firstly, it contradicts the hypothesis that widespread low-relief surfaces in the northwest Himalaya result from efficient, km-scale glacial erosion during Quaternary times¹⁶; such erosion would have been recorded as a phase of rapid recent denudation that is not observed in the data. Secondly, they suggest a continuous history of slow denudation since Eocene times, i.e. only 15-20 Myr after the onset of India-Asia collision. This implies that the Deosai plateau surface developed early in the Himalayan history and limits the phase of orogenic relief growth in the Ladakh-Kohistan arc to the early Paleogene. Although thermochronology data do not directly record surface uplift, the simplest explanation for the inferred constant denudation rates is that the plateau had reached its present-day elevation already during the Eocene, as a later phase of surface uplift would have triggered an erosional response that would have been recorded by the thermochronology data.

When comparing our inferred cooling history for the Deosai plateau with scattered thermochronology data from the other plateau and low-relief summit regions in the northwest Himalaya, a remarkably consistent picture appears (Fig. 4). AFT ages from elevations $>3000 \text{ m}$ in the Swat area (western Kohistan) are 15-19 Myr (ref. 9), whereas zircon fission-track (ZFT) ages determined on the same samples and recording cooling from $220 \pm 20^{\circ}\text{C}$ (refs. 17, 18) are generally 34-38 Myr. In the Ladakh batholith, samples from elevations $>4000 \text{ m}$ are characterised by AFT ages between 15 and 25 Myr (refs. 20, 21), with age-elevation relationships indicating apparent exhumation rates of $\sim 100 \text{ m}/\text{Myr}$ between ~ 30 and ~ 10 Myr (ref. 21). Two ZFT ages from the Ladakh batholith are 41-43 Myr (ref. 21). Samples from the high-elevation Tso Moriri surface²² yield AFT ages between 15 and 30 Myr and ZFT ages of 35-45 Myr; these data were interpreted as recording rapid exhumation be-

tween 50 and 40 Myr ago, followed by steady and slow denudation rates since that time^{11, 22}.

It thus appears that all high-elevation, low-relief areas in the northwest Himalaya show a similar history of slow and continuous cooling since the Middle Eocene. No published thermochronology data are available from western Tibet to compare these histories with, but we have analysed a sample from our collection (see Fig. 1 for location) that yielded an AHe age of 17.2 ± 0.6 Myr and a ZHe age of 24.7 ± 0.5 Myr, suggesting a very similar cooling history (Fig. 4). The common cooling histories and morphological characteristics of the western Tibetan plateau and the high-elevation low-relief surfaces in the northwest Himalaya strongly suggest a common origin.

The uplift history of the Tibetan plateau constitutes one of the main controversies of the last two decades in the Earth Sciences, but recent data concur to support pre-mid Tertiary uplift of its southern and central parts (the Lhasa and Qiantang terrains)^{14, 23-25}. Our analysis supports this scenario and moreover suggests that the surface remnants we recognise in the northwest Himalaya formed part of an elevated and more extensive Tibetan plateau in Eocene times. Importantly, the recognised plateau remnants occur both north (Deosai, Kohistan, Ladakh) and south (Tso Moriri) of the Indus-Tsangpo suture zone, thus sealing it. This pleads for a rapid and short initial orogenic phase in the northwest Himalaya, during which crustal thickening led to building of significant topography between 55 and 40 Myr ago (refs. 12, 13).

Dismemberment of this south-westernmost part of the Eocene Tibetan plateau may date from the Early Miocene, when deformation and uplift of the Himalayan orogenic prism and backthrusting along the Indus suture zone led to the development of longitudinal drainage of the Indus River²⁶ and incision of the former plateau area. Simultaneously or slightly later, onset of motion along the Karakorum fault²⁷ also guided drainage into the south-western Tibetan plateau and led to the development of its present-day western margin. The south-westernmost part of the plateau surface was subsequently deformed and further dismembered by late Miocene-Pliocene rapid erosionally-driven uplift and exhumation in the Nanga Parbat and Karakorum massifs in northern Pakistan^{5, 7}. The long-term preservation of plateau remnants within this very dynamic setting is not obviously climatically controlled; whereas most of the remnants occur within the very dry Tibetan climatic zone, the best-preserved remnant is the Deosai plateau, characterised by moderate rainfall of 0.5-1 m/yr (ref. 28). We propose that plateau preservation is due to the relatively

poor drainage connectivity that characterises the plateau remnants, and which would have severely inhibited propagation of erosion from the major incising river systems into them.

Methods

Apatite and zircon were extracted from rock samples using standard magnetic and heavy liquid techniques. For AFT analysis, apatites were mounted in epoxy, polished and etched in a 5.5M HNO₃ solution at 20°C for 20 s. All samples were dated by the external detector method, using U-poor mica as external detector and a zeta calibration factor for Fish Canyon and Durango age standards. Samples were irradiated at the well-thermalized ORPHEE facility of the *Centre d'Etudes Nucléaires* in Saclay, France, with a nominal fluence of $\sim 5 \times 10^{15}$ neutrons/cm². Neutron fluences were monitored using IRMM540 and NBS962 dosimeter glasses. Mica detectors were etched in 48% HF at 20°C for 18 minutes. All samples were analysed by J. Van Melle. In samples that were selected for thermal history modelling, confined track-length measurements were performed by digitizing the track ends using a drawing tube; the etch-pit width parallel to the C-axis (D_{par}) of 100 tracks crossing the etched internal surface was measured using the same digitizing technique.

(U-Th)/He thermochronometry was performed at the University of Arizona. Preparation included selection of grains for euhedral shape, appropriate size, and, in the case of apatite, absence of inclusions. Single-crystal aliquots of apatite and zircon were wrapped in Nb foils and degassed by laser heating. He abundances were measured using ³He isotope dilution and quadrupole mass spectrometry. Degassed aliquots were dissolved and U and Th concentrations were measured by isotope dilution using an ELEMENT 2 sector inductively coupled plasma-mass spectrometer (ICP-MS). An α -ejection correction was applied to derive the corrected (U-Th)/He age following ref. 29.

Thermal history modelling was performed using HeFTy v1.3 software¹⁹. Input data for the inversions included AFT, AHe and ZHe ages, grain size, the AFT track-length distribution (uncorrected for angle to the C-axis) and D_{par} values calibrated to the values of standard samples used for deriving the annealing model. Annealing/diffusion algorithms used are those from (ref. 30) for apatite fission-track annealing, (ref. 31) for AHe diffusion and (ref. 32) for ZHe diffusion (cf. ref. 19 for details). Models were constrained by the present-day surface temperature and boxes placed around the thermochronological ages, with box sizes of 5-15 Myr and 60-100 °C so as not to guide thermal histories (cf. Fig. 3). Random sub-segment spacing was used and no continuous cooling constraint was applied. Models were run until 25 “good” or 200 “acceptable” fits were obtained, as defined in (ref. 19).

References

1. Burbank, D. W. et al. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature* **379**, 505-510 (1996).
2. Zeitler, P. K. et al. Crustal reworking at Nanga Parbat, Pakistan: Metamorphic consequences of thermal-mechanical coupling facilitated by erosion. *Tectonics* **20**, 712-728 (2001).
3. Schneider, D. A., Zeitler, P. K., Kidd, W. S. F. & Edwards, M. A. Geochronologic constraints on the tectonic evolution and exhumation of Nanga Parbat, western Himalaya syntaxis, revisited. *J. Geol.* **109**, 563 -584 (2001).
4. Finnegan, N. J. et al. Coupling of rock uplift and river incision in the Namche Barwa Gyala Peri massif, Tibet. *Geol. Soc. Am. Bull.* **120**, 142-155 (2008).
5. Zeitler, P. K. et al. Erosion, Himalayan geodynamics, and the geomorphology of metamorphism. *GSA Today* **11**, 4-9 (2001).
6. Koons, P. O., Zeitler, P. K., Chamberlain, C. P., Craw, D. & Meltzer, A. S. Mechanical links between erosion and metamorphism, Nanga Parbat, Pakistan Himalaya. *Am. J. Sci.* **302**, 749-773 (2002).
7. Foster, D. A., Gleadow, A. J. W. & Mortimer, G. Rapid Pliocene exhumation in the Karakoram (Pakistan), revealed by fission-track thermochronology of the K2 gneiss. *Geology* **22**, 19-22 (1994).
8. Mahéo, G., Guillot, S., Blichert-Toft, J., Rolland, Y. & Pêcher, A. A slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of South Karakorum and South Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.* **195**, 45-58 (2002).
9. Zeitler, P. K. Cooling history of the NW Himalaya, Pakistan. *Tectonics* **4**, 127-151 (1985).
10. Yin, A. & Harrison, T. M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **28**, 211-280 (2000).
11. de Sigoyer, J. et al. Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya: Multichronology of the Tso Moriri eclogites. *Geology* **28**, 487-490 (2000).
12. Guillot, S. et al. Reconstructing the total shortening history of the NW Himalaya. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **4**, 1064, doi:10.1029/2002GC000484 (2003).
13. Treloar, P. J., Williams, M. P. & Coward, M. P. Metamorphism and crustal stacking in the North Indian Plate, North Pakistan. *Tectonophysics* **165**, 167-184 (1989).

14. Tapponnier, P. et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science* **294**, 1671-1677 (2001).
15. Gansser, A. *Geology of the Himalayas* (John Wiley and Sons Ltd., London, 1964).
16. Brozović, N., Burbank, D. W. & Meigs, A. J. Climatic limits on landscape development in the northwestern Himalaya. *Science* **276**, 571-574 (1997).
17. Braun, J., van der Beek, P. & Batt, G. *Quantitative Thermochronology: Numerical Methods for the Interpretation of Thermochronological Data* (Cambridge University Press, Cambridge, New York, 2006).
18. Reiners, P. W. & Ehlers, T. A. (eds.) *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications* (Mineralogical Society of America/Geochemical Society, Chantilly, Virginia, 2005).
19. Ketcham, R. A. in *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications* (eds. Reiners, P. W. & Ehlers, T. A.) 275-314 (Mineralogical Society of America/Geochemical Society, Chantilly, Virginia, 2005).
20. Kirstein, L. A., Sinclair, H., Stuart, F. M. & Dobson, K. Rapid early Miocene exhumation of the Ladakh batholith, western Himalaya. *Geology* **34**, 1049-1052 (2006).
21. Kumar, R., Lal, N., Singh, S. & Jain, A. K. Cooling and exhumation of the Trans-Himalayan Ladakh batholith as constrained by fission track apatite and zircon ages. *Curr. Sci.* **92**, 490-496 (2007).
22. Schlup, M., Carter, A., Cosca, M. & Steck, A. Exhumation history of eastern Ladakh revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and fission-track ages: the Indus River - Tso Morari transect, NW Himalaya. *J. Geol. Soc. London* **160**, 385-399 (2003).
23. Rowley, D. B. & Currie, B. S. Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. *Nature* **439**, 677-681 (2006).
24. DeCelles, P. G. et al. High and dry in central Tibet during the Late Oligocene. *Earth Planet. Sci. Lett.* **253**, 389-401 (2007).
25. Wang, C. et al. Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau. *Proc. Nat. Ac. Sci.*, 4987-4992 (2008).
26. Sinclair, H. D. & Jaffey, N. Sedimentology of the Indus Group, Ladakh, northern India: implications for the timing of initiation of the palaeo-Indus River. *J. Geol. Soc. London* **158**, 151-162 (2001).

27. Valli, F. et al. Twenty million years of continuous deformation along the Karakorum fault, western Tibet: A thermochronological analysis. *Tectonics* **26**, TC4004, doi:10.1029/2005TC001913 (2007).
28. Bookhagen, B. & Burbank, D. W. Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya. *Geophys. Res. Lett.* **33**, doi:10.1029/2006GL026037 (2006).
29. Farley, K. A. in Noble gases in Geochemistry and Cosmochemistry (eds. Porcelli, D. P., Ballentine, C. J. & Wieler, R.) 819–843 (Mineralogical Society of America / Geochemical Society, Washington DC, 2002).
30. Ketcham, R. A., Donelick, R. A. & Carlson, W. D. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *Am. Mineral.* **84**, 1235-1255 (1999).
31. Farley, K. A. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *J. Geophys. Res.* **105**, 2903-2914 (2000).
32. Reiners, P. W., Spell, T. L., Nicolescu, S. & Zanetti, K. A. Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Geochim. Cosmochim. Acta* **68**, 1857-1887 (2004).

Supplementary Data (sample locations and details, apatite fission-track data, apatite and zircon (U-Th)/He data)¹ are submitted with this manuscript.

Acknowledgements The Geological Survey of Pakistan and the French Embassy in Pakistan provided support during field work. (U-Th)/He thermochronology was supported by the University of Arizona in the framework of the 2007 He-dating Workshop in Arizona. Partial support for this work was also provided by the French *Agence Nationale de la Recherche*.

Author Contributions JVM, AP, PvdB, SG and ML conducted fieldwork; JVM processed samples and conducted thermochronological (AFT and (U-Th)/He) and morphometric analyses; PWR and SN conducted and supervised (U-Th)/He analyses; PvdB, SG, AP and JVM designed the study and wrote the paper; all authors discussed and commented on the manuscript.

Author information Correspondence should be addressed to PvdB (pvdbeek@ujf-grenoble.fr).

¹ Vous trouverez l'ensemble de ces informations dans l'Annexe 1 plus haut, et dans le Chapitre V Partie 2.

Figure captions

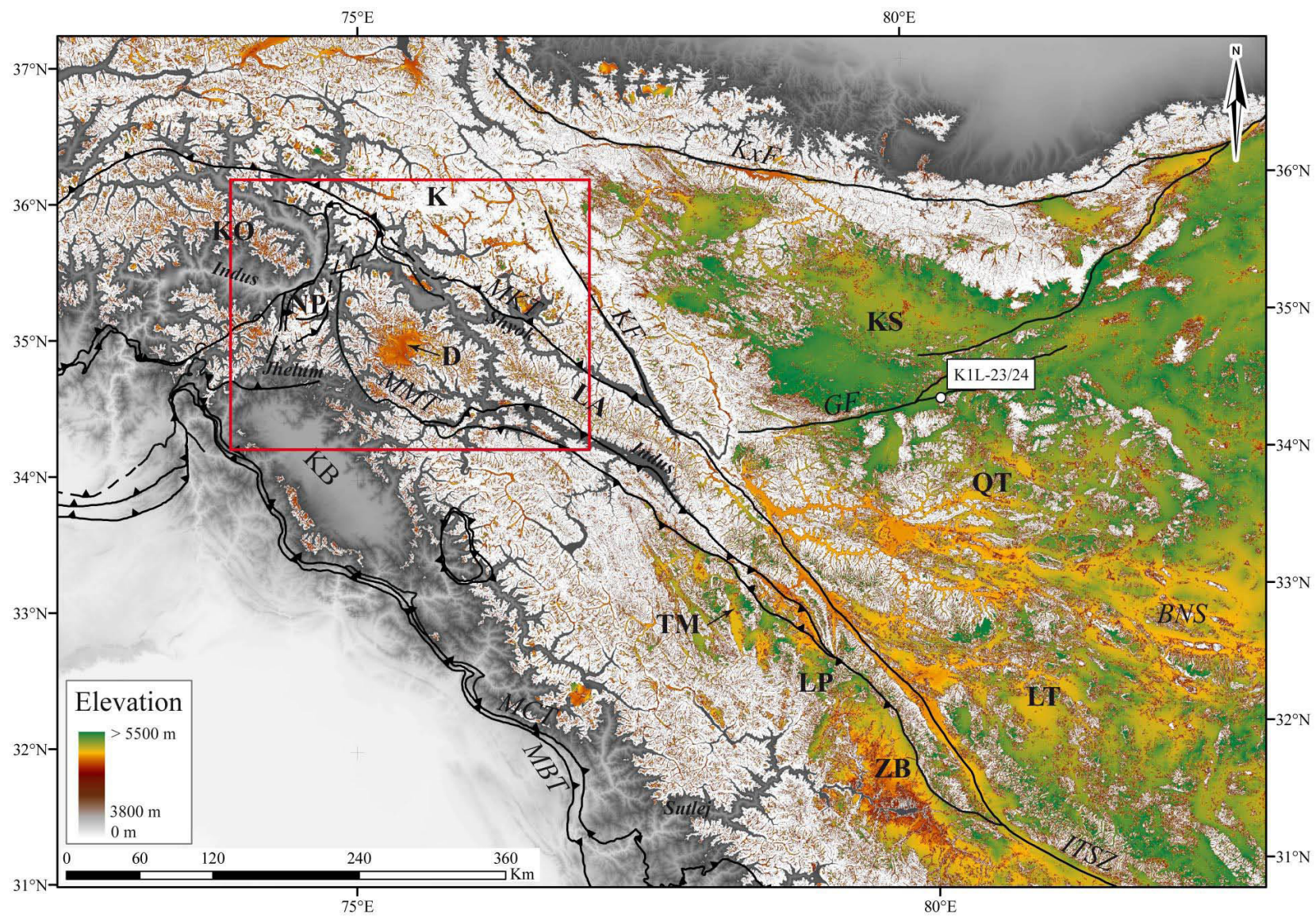
Figure 1. Relief map of the northwest Himalaya and western Tibet, showing high-elevation low-relief regions (coloured according to elevation) and major tectonic elements. High-elevation low-relief regions are defined as those with elevation >3800 m and slope $<17^\circ$. Elevations lower than 3800 m are shown in grey-scale; regions >3800 m with slopes greater than 17° are in white. Ice- and snow-covered regions are also in white; these were identified using their spectral characteristics on Landsat7 ETM+ imagery and extracted in order to exclude smooth high-elevation glacier surfaces in the Karakorum. Note that some highly perched flat valley bottoms and debris-covered glaciers remain, in particular in the Karakorum mountains and western Tibet. Inset shows extent of Fig. 2. Location of sample K1L23/24 from western Tibet is also shown. Annotations for main regions discussed in text: D – Deosai; K – Karakorum; KB – Kashmir basin; KO – Kohistan; KS – Kunlun Shan; LA – Ladakh batholith; LP – Leo Pargil dome; LT – Lhasa terrane; QT – Qiantang; TM – Tso Morari; ZB – Zada basin. Main tectonic elements: *BNS* – Bangong-Nujiang suture zone; *GF* – Gozha fault; *ITSZ* – Indus-Tsangpo suture zone; *KF* – Karakorum fault; *KxF* – Karakax fault; *MBT* – Main Boundary Thrust; *MCT* – Main Central Thrust; *MKT* – Main Karakorum Thrust; *MMT* – Main Mantle Thrust. Main south-draining river systems (Indus, Shyok, Jhelum and Sutlej) are also indicated.

Figure 2. Slope map of the Deosai plateau and surrounding regions. Major tectonic boundaries and rivers are also shown. NPHM: Nanga Parbat – Haramosh Massif. Ice- and snow-covered regions are shown in white, as in Fig. 1. Boxes indicate swaths along which topographic profiles for Deosai, Kohistan, Nanga Parbat and Ladakh (lower plots) were extracted. Topographic profiles show mean (thick shaded line), maximum and minimum (thin black lines) elevations for each of these swaths, as well as probability density of elevation along the swath (colour scale from 0 – white to 0.5 – saturated colours).

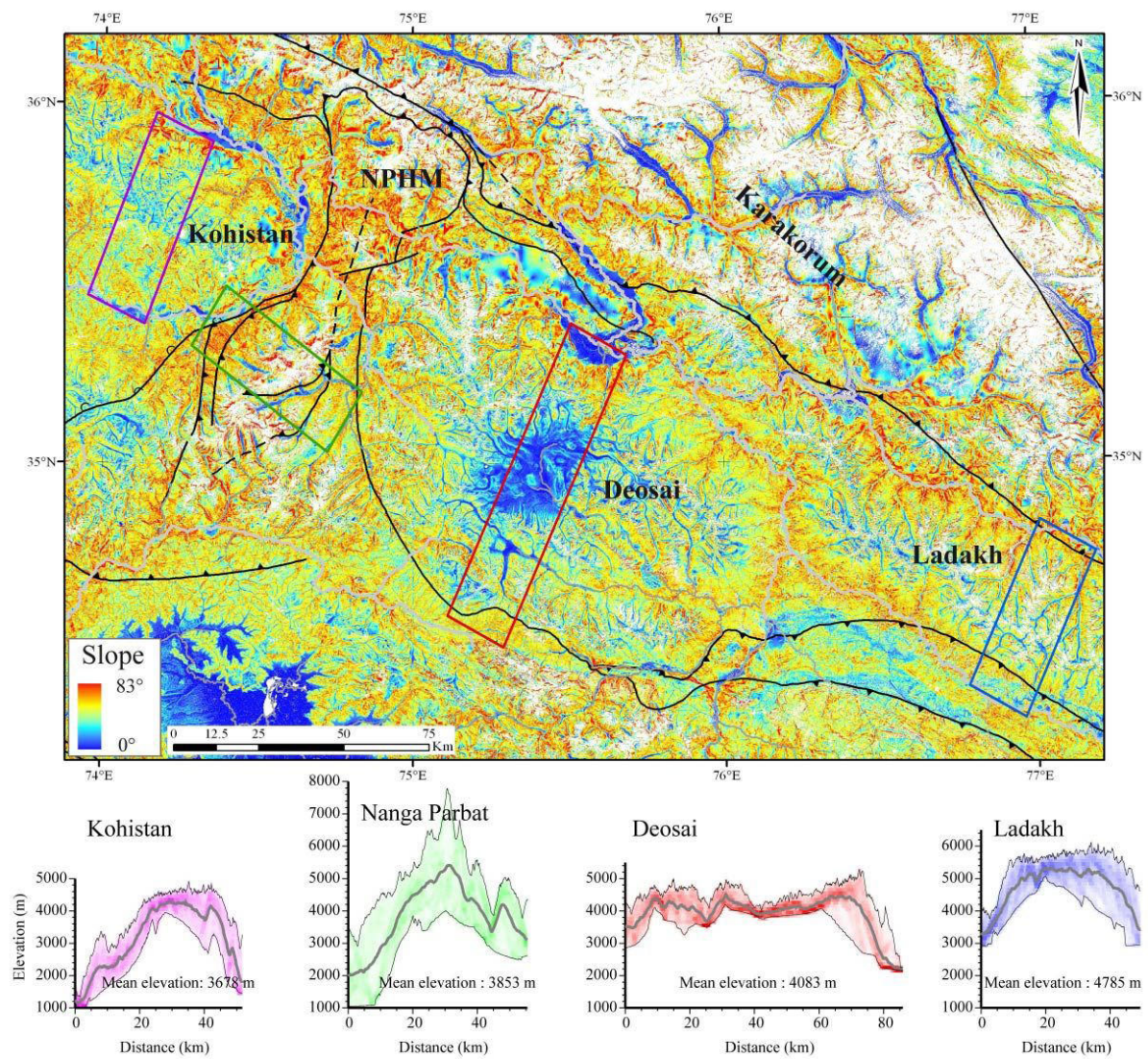
Figure 3. AHe (orange), AFT (green) and ZHe (blue) ages for samples from the Deosai plateau (in Myr, cf. Supplementary Tables 2-4), overlain on grey-scale elevation map of the plateau. Samples used for thermal history modelling are indicated by their codes. Major tectonic boundaries (black), rivers (blue) and main peaks are also indicated. Right panels show modelled time-temperature paths for samples from the Deosai plateau. Light shaded regions encompass thermal histories with an acceptable fit to the data (Goodness of Fit parameter > 0.05); dark

shaded regions encompass thermal histories with a good fit to the data (Goodness of Fit parameter > 0.5)¹⁹. Data constraints on thermal history inversion (AHe and ZHe ages, AFT ages and length distributions characterised by Mean Track Length [MTL] and Standard Deviation [SD]) are given in lower right of panels; boxes show *a-priori* constraints on thermal histories.

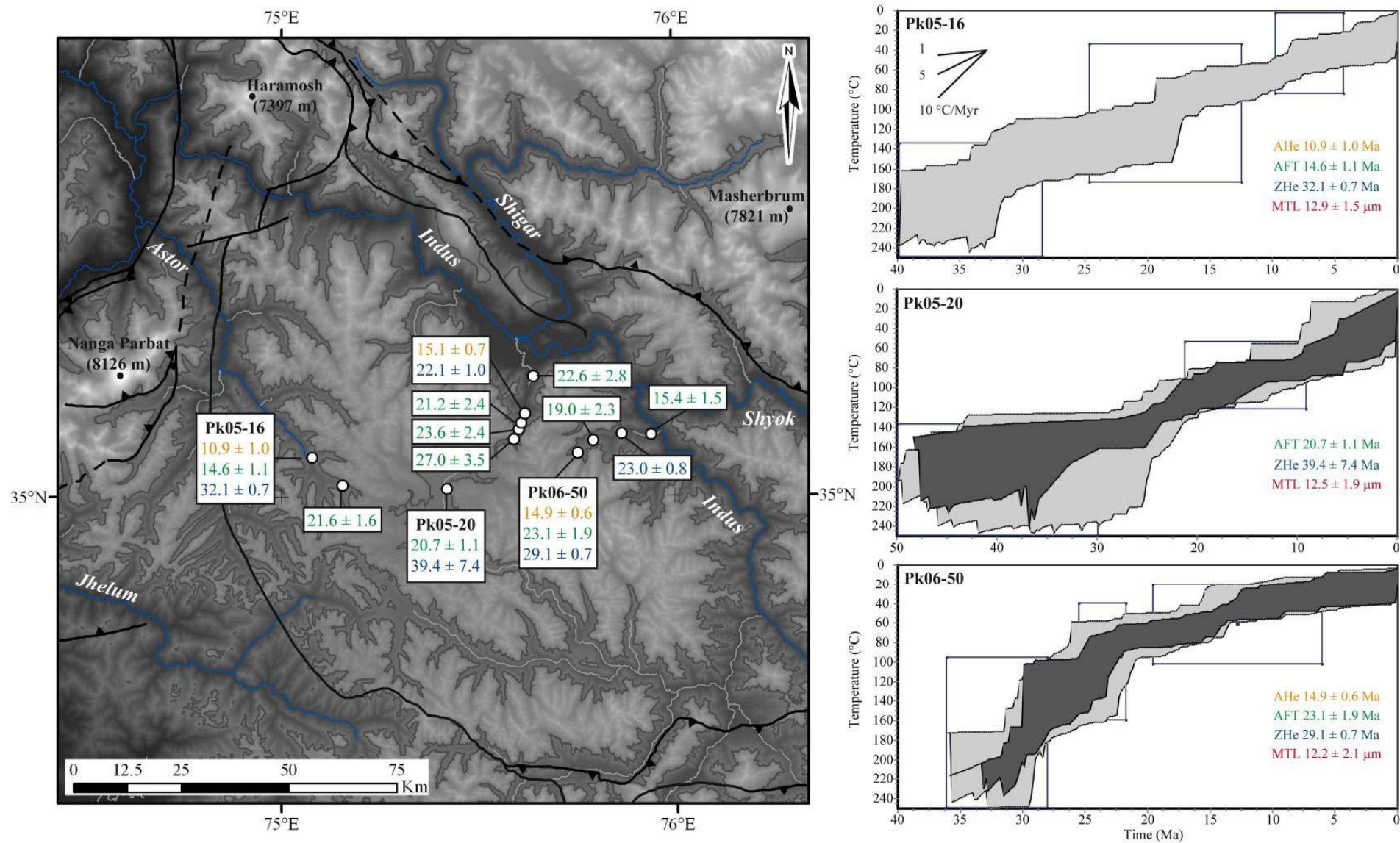
Figure 4. Comparison of thermochronological ages from high-elevation low-relief regions in the northwest Himalaya. Data include 4 AHe, 10 AFT and 5 ZHe ages from Deosai (this study), 5 AFT and 6 ZFT ages from samples at elevations >3000 m in the Swat region, Kohistan (ref. 9), 3 AHe, 33 AFT and 3 ZFT ages from samples at elevations >4000 m in the Ladakh batholith (refs. 20, 21) and 9 AFT and 7 ZFT ages from samples at elevations > 4600 m from Tso Morari (ref. 22). Upper panel shows mean age and standard deviation of each dataset plotted against closure temperature for each thermochronometer (ranges indicated by shaded boxes). Also plotted are single AHe and ZHe ages from sample K1L-23/24 from Longmu-Co, Western Tibet (this study). Lower plot shows cumulative probability-density functions of thermochronometer ages for these datasets, using the same colour coding.



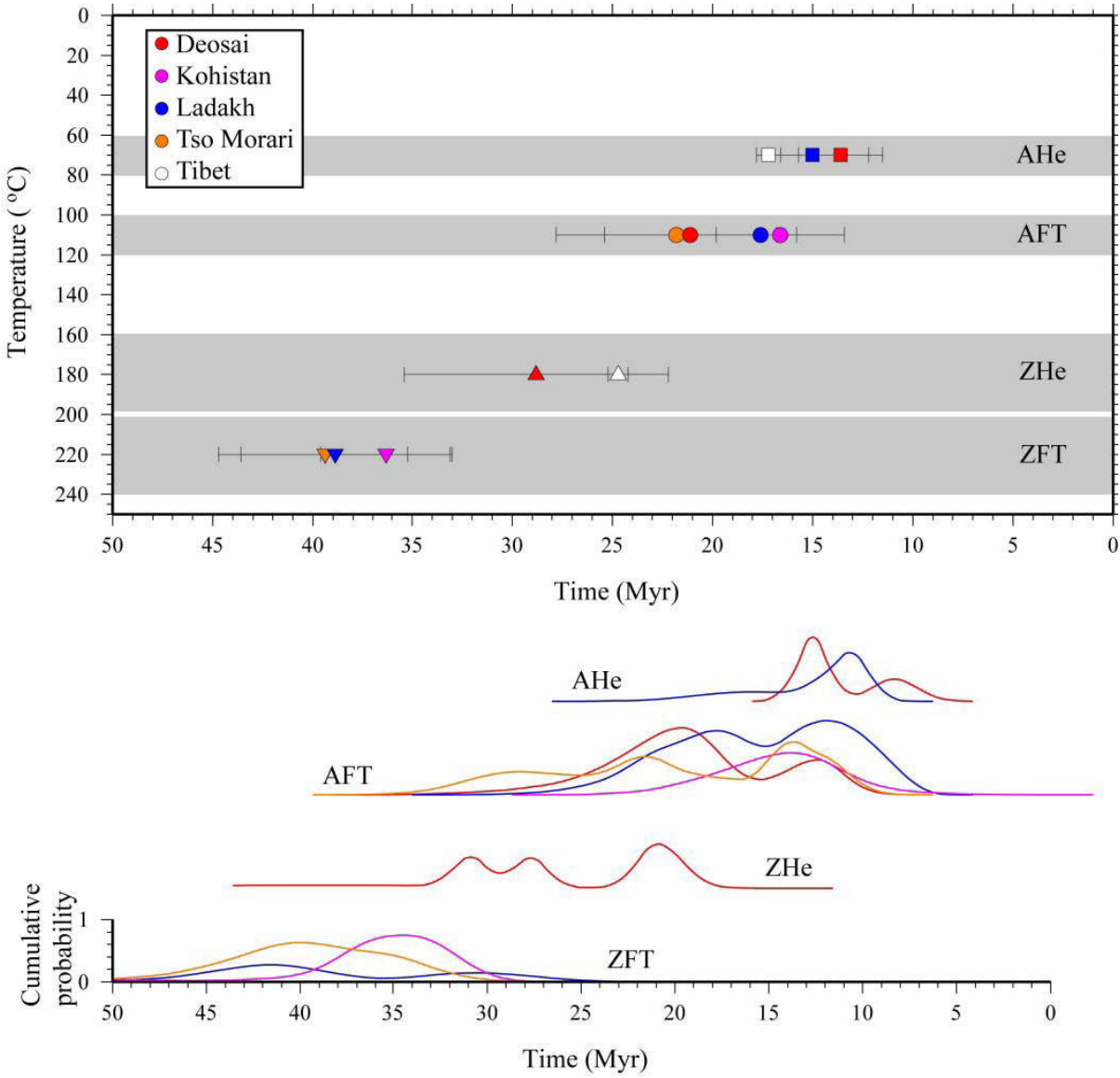
Van Melle et al.
Figure 1



Van Melle et al.
Figure 2



Van Melle et al.
Figure 3



Van Melle et al.
Figure 4

Annexe 7

Résumés des différentes présentations à des congrès internationaux.

European Geosciences Union, congrès international en avril 2007 Vienne (Aut.).
Présentation Orale.

Why is Deosai so high (and flat)?

J. Van Melle (1), P. van der Beek (1), A. Pecher (1), M. Latif (2)

(1) Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Université Joseph Fourier, Grenoble, France (jeremie.van-melle@ujf-grenoble.fr), (2) Geological Survey of Pakistan, Ministry of Petroleum and Natural Resources, Islamabad, Pakistan.

Mountain ranges of the north-western Himalaya in Pakistan show strongly contrasting relief, opposing steep, deeply incised topography with extremely high peaks such as the Karakorum Range and Nanga Parbat Haramosh Massif (NPHM), to high-altitude, low-relief areas such as the Deosai Plateau between the Karakorum and NPHM, as well as the Ladakh range in northern India. In contrast, mean elevations of the different mountain ranges are comparable, the Deosai Plateau being on average even slightly higher than the adjacent NPHM. The aim of this study is to quantify the exhumation history and morphology of the Deosai Plateau, in order to understand how to build such a high-altitude, low-relief plateau and how to preserve it over million-year timescales.

Here, we report the first apatite fission-track (AFT) data from the Deosai Plateau, which allow comparing its late-stage exhumation history to that of the surrounding massifs. Ar/Ar biotite ages in NPHM and Karakorum show a range between <1 and 10 Ma and AFT ages from these massifs are very young: < 1 Ma for NPHM and between <1 and 7 Ma in Karakorum. In contrast, our preliminary AFT results from the Deosai Plateau show an age range between 10 and 20 Ma. A clear link with the morphology appears, with strongly incised, high-relief, massifs showing exhumation at rates an order of magnitude faster than the low-relief plateau. The morphological differences between the Deosai Plateau and surrounding massifs imply that erosion

processes are not similar. Drainage of the NPHM is much better integrated than that of the Deosai Plateau. The NPHM is crossed by two major rivers; its drainage system is characterised by glaciers and high energy mountain streams. In contrast, drainage of the Deosai Plateau only has a single outlet to the south-east. Our study shows how the combination of thermochronological techniques and morphologic analyses may provide insights into the construction and evolution of high-altitude mountain plateaux. In particular, it addresses the question of the position of the Deosai Plateau within the Himalayan-Tibet System; can it be considered as a piece of Tibet isolated by recent Karakorum exhumation, west of the Karakorum fault?

American Geophysical Union, congrès international d'hiver en décembre 2007 à San Francisco (US-CA) et **Réunion des Sciences de la Terre** à Nancy (Fr) en avril 2008. Présentation d'un poster.

Slow steady exhumation of the high elevation Deosai Plateau (Northern Pakistan Himalaya) since 40 Ma

J. Van Melle (1), P. van der Beek (1), S. Guillot(1), A. Pecher (1), M. Latif (2)
(1) Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Université Joseph Fourier, Grenoble, France; (jeremie.van-melle@ujf-grenoble.fr); (2) Geological Survey of Pakistan; Ministry of Petroleum and Natural Resources, Islamabad, Pakistan.

Mountain ranges of the north-western Himalaya in Pakistan show strongly contrasting relief, opposing steep, deeply incised topography with extremely high peaks such as the Karakorum Range and Nanga Parbat Haramosh Massif (NPHM), to high-altitude, low-relief areas such as the Deosai Plateau located between the Karakorum and NPHM and the Tso-Morari Massif in Eastern Ladakh. In contrast, mean elevations of the different mountain ranges are comparable, the Deosai Plateau being on average even slightly higher than the adjacent NPHM. The aim of this study is to quantify the exhumation history the Deosai Plateau, in order to understand how to build such a high-altitude, low-relief plateau and how to preserve it over million-year timescales.

Here, we report the first low-temperature thermochronologic data from the Deosai Plateau, to compare its exhumation history to that of the surrounding massifs. Apatite Fission Track (AFT) ages reported in the literature from the NPHM and Karakorum are extremely young (<1 Ma for the NPHM and between <1 and 7 Ma in Karakorum) implying exhumation rates >1 km/Ma. In contrast, our AFT ages from the Deosai Plateau are 15-27 Ma; an order of magnitude older than those of the surrounding massifs. Zircon and apatite (U-Th)/He ages (measured at U of Arizona, HeDWaAZ program) range from 23-45 Ma, and 12-15 Ma, respectively. Modeling the combined AFT and He ages requires continuous and very slow long term cooling

rates (around 4 °C/Ma), consistent with an exhumation rate of about 0.15 km/Ma for typical geothermal gradients. Our data thus suggest steady slow unroofing of the Deosai Plateau since 40 Ma. A clear link between cooling age patterns and the geomorphology is also evident, with strongly incised, high-relief massifs showing exhumation at rates an order of magnitude faster than the low-relief plateau. AFT and ZFT ages similar to our data have been reported from the Tso Morari massif further east, characterised by similar high-elevation low-relief morphology. These morphologic zones cross the Indus and Shyok Suture zones and are apparently independent of these structures. We suggest that these isolated plateau remnants can be considered as pieces of an early, highly elevated south Tibet Plateau that were isolated from it by more recent Karakorum fault movement and associated exhumation.

FT 2008, congrès international de thermochronologie à Anchorage (US-AK) septembre 2008. Présentation d'un poster.

Slow steady-state exhumation of the high-elevation Deosai Plateau (Northwest Himalaya, Pakistan) since Eocene times

J. Van Melle (1), **P. van der Beek (1)**, S. Guillot(1), A. Pecher (1), M. Latif (2)

(1) LGCA, University of Grenoble, BP 53, 38041 Grenoble Cedex, France

(2) Geological Survey of Pakistan; Ministry of Petroleum and Natural Resources, Islamabad, Pakistan.

Introduction

The northwest Himalaya shows strongly contrasting relief, opposing deeply incised mountain ranges characterized by extremely rapid exhumation (Burbank et al., 1996; Schneider et al., 2001; Zeitler et al., 2001) and some of the highest peaks in the world (i.e., the Karakorum Range and Nanga Parbat Massif) to high-altitude, low-relief areas such as the Deosai plateau in northern Pakistan (Fig. 1). The origin and evolution of such plateau regions in the NW syntaxis of the most active continental collision in the world remain elusive. Here, we report the first low-temperature thermochronology (apatite fission-track, apatite and zircon (U-Th)/He) data from the Deosai Plateau and use thermal history modeling to show that the plateau has undergone continuous slow (≤ 200 m/My) denudation and has thus been stable since at least 35 Ma. We compare these exhumation histories with published thermochronology data from other high-elevation, low-relief regions in the northwest Himalaya (Kohistan, Ladakh batholith, Tso Morari). We show that plateau remnants share common morphologic characteristics and denudation histories, which are comparable to those of the western Tibetan plateau. These results imply that such plateau regions may be remnants of an Eocene south-western Ti-

betan plateau that was more widespread than today and that was subsequently dissected by rivers following major faults.

Geologic setting

High-elevation, low-relief regions in the northwest Himalaya are mainly found within the Kohistan-Ladakh arc complex, which forms the backbone of the NW Himalayan belt and separates the Indian and Asian plates (Fig. 1). The Karakorum range to the north constitutes the former Eurasian margin and was thrust over the Kohistan-Ladakh arc along the Main Karakorum Thrust in the Shyok suture zone since ~75 Ma (Paterson and Windley, 1985). The Kohistan-Ladakh arc was in its turn thrust over Himalayan rocks of the Indian plate along the Main Mantle Thrust in the Indus Suture Zone since the onset of Himalayan collision at ~55 Ma (de Si-goyer et al., 2000; Guillot et al., 2003). Major crustal thickening, high-grade metamorphism and building of topography occurred between ~55 and 40 Ma (Treloar et al., 1989), followed by rapid exhumation of the Nanga Parbat dome since Late Miocene times (Schneider et al., 2001).

Denudation history of the Deosai Plateau

We have applied apatite fission-track (AFT) and apatite and zircon (U-Th)/He (AHe, ZHe) thermochronology to elucidate the denudation history of the Deosai Plateau (Fig. 2). Samples were collected at elevations between 2500 and 4000 m on the plateau surface itself, as well as on its northeast rim and in the high Astore valley,

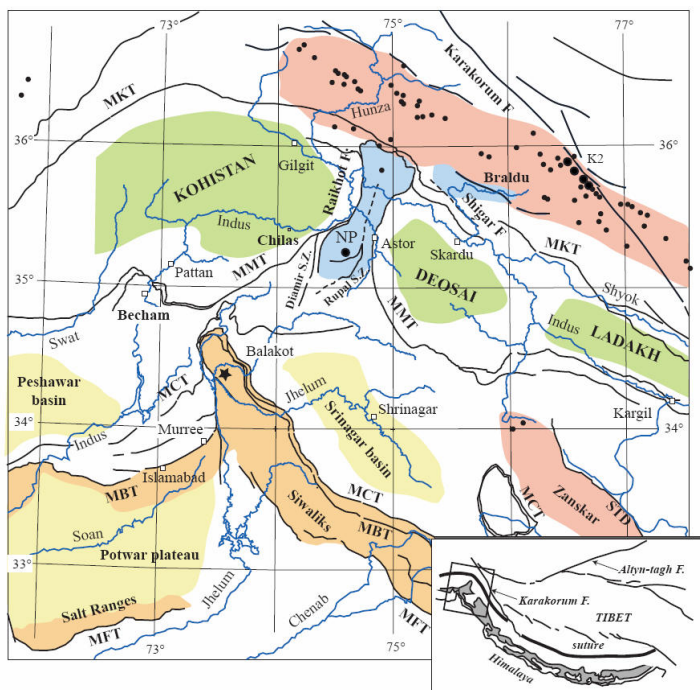


Fig. 1. Morphological and tectonic framework of the northwest Himalaya. Black dots: summits >7000 m (larger dots: >8000 m). Main tectonic boundaries: MKT, Main Karakorum Thrust; MMT, Main Mantle Thrust; MCT, Main Central Thrust; MBT, Main Boundary Thrust; MFT, Main Frontal Thrust. Star: epicenter of the 2005 Balakot earthquake. Main morpho-tectonic units and river systems are also indicated. Inset shows location within Himalayan-Tibet system. Modified from Pêcher et al., Stress field evolution in the Northwest Himalayan syntaxis, Northern Pakistan (submitted to Tectonics).

which drains the plateau to the west. AFT ages vary between 14.6 ± 1.1 and 27.0 ± 3.5 Ma, with youngest ages encountered in the Astore valley and oldest on the north-east plateau rim. For the higher closure-temperature ZHe system, weighted mean ages from replicate determinations vary between 22.1 ± 1.0 Ma for a sample collected at 2960 m elevation on the northeast flank of the plateau and 39.4 ± 7.4 Ma for the central plateau (3961 m elevation). The lower-temperature AHe ages are consistent with the other data and vary between 10.9 ± 1.0 Ma in the Astore valley and 15.1 ± 0.3 Ma on the eastern rim. Overall, these ages imply slow cooling and exhumation rates that are at least an order of magnitude lower than those encountered in the adjoining Nanga Parbat and Karakorum massifs (Foster et al., 1994; Schneider et al., 2001; Zeitler et al., 2001).

We have modeled the cooling history of three samples for which we dispose of thermochronology data for multiple systems, using the HeFTy code (Ketcham, 2005). All cooling histories obtained using this approach consistently show re-

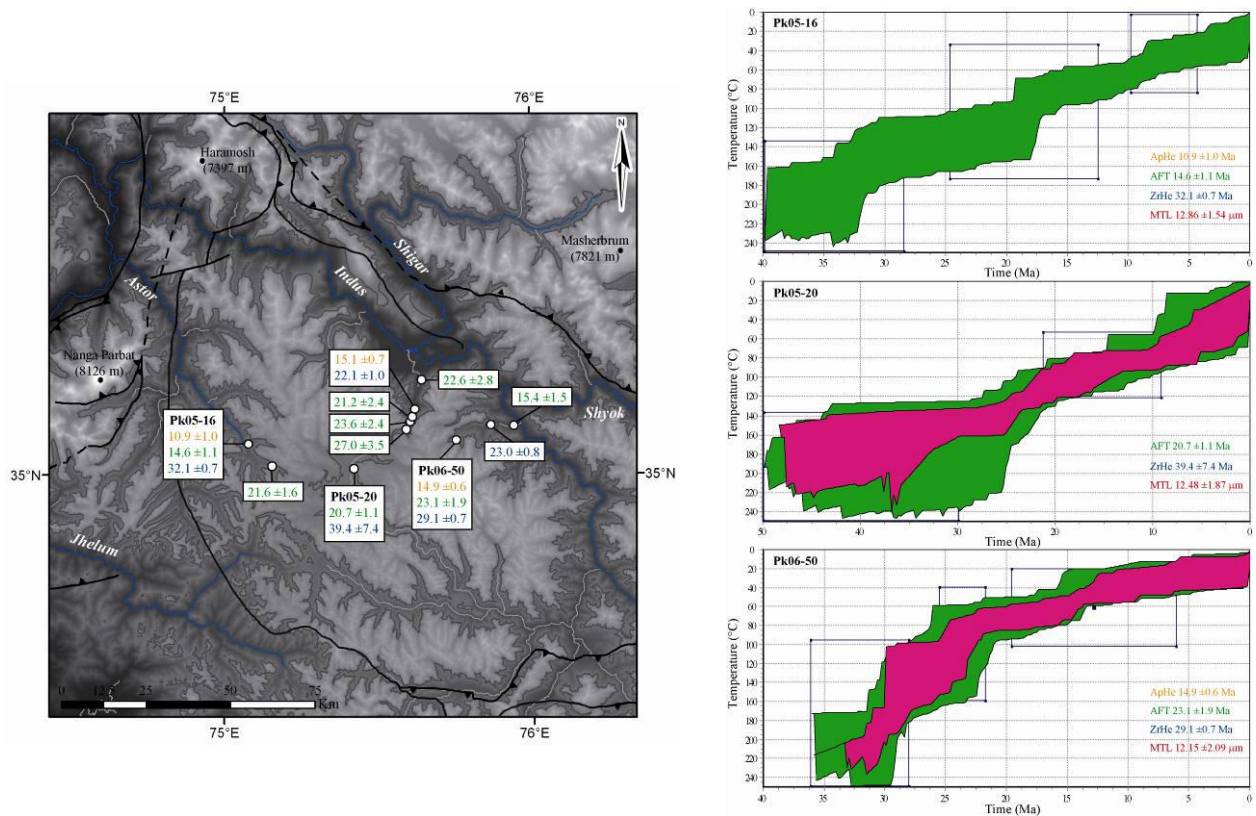


Fig. 2. (left panel): AHe (orange), AFT (green) and ZHe (blue) ages for samples from the Deosai Plateau, overlain on shaded relief map of the plateau. Major tectonic boundaries, rivers and peaks are indicated. (right panel): Time-temperature paths for 3 samples from the plateau surface, obtained using the HeFTy thermal-history inversion code.

markedly constant slow cooling at rates of $\sim 5^{\circ}\text{C}/\text{Myr}$ since at least 35-40 Ma (Fig. 2), translating into constant long-term denudation rates of $\leq 200 \text{ m}/\text{My}$ since this time for reasonable values (25-30 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$) of the geothermal gradient.

The inferred history of constant slow denudation of the plateau has several major implications: firstly, it contradicts the hypothesis that widespread low-relief surfaces in the northwest Himalaya result from efficient glacial erosion during Quaternary times (Brozović et al., 1997); such erosion would have been recorded as a phase of rapid recent denudation that is not observed in the data. Secondly, they suggest a continuous history of slow denudation since Eocene times, i.e. only 15-20 My after the onset of India-Asia collision. This implies that the Deosai plateau surface developed early in the Himalayan history and limits the phase of orogenic relief growth in the Ladakh-Kohistan arc to earliest Tertiary times. Although thermochronology data do not directly record surface uplift, the simplest explanation for the inferred constant denudation rates is that the plateau had reached its present-day elevation already during Eocene times, as a later phase of surface uplift would have triggered an erosional response that would have been recorded by the thermochronology data.

Regional implications

When comparing our inferred cooling history for the Deosai plateau with scattered thermochronology data from other high-elevation, low-relief regions in northwest Himalaya, a remarkably consistent picture appears. AFT ages from elevations $>3000 \text{ m}$ in western Kohistan are 15-19 Ma (Zeitler, 1985), whereas zircon fission-track (ZFT) ages determined on the same samples are 34-38 Ma. In the Ladakh batholith, samples from elevations $>4000 \text{ m}$ are characterized by AFT ages between 15 and 25 Ma (Kirstein et al., 2006; Kumar et al., 2007), with age-elevation relationships indicating apparent exhumation rates of $\sim 100 \text{ m}/\text{Myr}$ between ~ 30 and ~ 10 Ma. Two ZFT ages from the Ladakh batholith are 41-43 Ma (Kumar et al., 2007). Samples from the high-elevation (4500-5000m) Tso Moriri massif (Schlup et al., 2003) yield AFT ages between 15 and 30 Ma and ZFT ages of 35-45 Ma; these data were interpreted as recording rapid exhumation between 50 and 40 Ma, followed by steady and slow denudation rates since that time (de Sigoyer et al., 2000; Schlup et al., 2003).

It thus appears that all high-elevation, low-relief areas in the northwest Himalaya show a similar history of slow, continuous cooling since Middle Eocene times, implying that they may all have been at high elevations since. No published ther-

mochronology data are available from western Tibet to compare these histories with, but we have analyzed a sample from our collection that yielded an AHe age of 17.2 ± 0.6 Ma and a ZHe age of 24.7 ± 0.5 Ma, implying a very similar cooling history. The simplest explanation for the common cooling histories and morphological characteristics of the western Tibetan plateau and the high-elevation low-relief surfaces in the northwest Himalaya is that they have the same origin. We therefore suggest that these isolated plateau remnants can be considered as pieces of an early, highly elevated Tibet plateau, which was dismembered since Early Miocene times by inception of longitudinal Indus river drainage (Sinclair and Jaffey, 2001) and movement along the Karakorum fault (Valli et al., 2007).

References

- Brozović, N., Burbank, D.W., and Meigs, A.J., 1997, Climatic limits on landscape development in the northwestern Himalaya: *Science*, v. 276, p. 571-574.
- Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R., and Duncan, C., 1996, Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas: *Nature*, v. 379, p. 505-510.
- de Sigoyer, J., Chavagnac, V., Blichert-Toft, J., Villa, I.M., Luais, B., Guillot, S., Cosca, M., and Mascle, G., 2000, Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya: Multichronology of the Tso Moriri eclogites: *Geology*, v. 28, p. 487-490.
- Guillot, S., Garzanti, E., Baratoux, D., Marquer, D., Mahéo, G., and de Sigoyer, J., 2003, Reconstructing the total shortening history of the NW Himalaya: *Geochimistry Geophysics Geosystems*, v. 4, 1064, doi:10.1029/2002GC000484.
- Ketcham, R.A., 2005, Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data, *in* Reiners, P.W., and Ehlers, T.A., eds., *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications*, Volume 58: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*: Chantilly, Virginia, Mineralogical Society of America/Geochemical Society, p. 275-314.
- Kirstein, L.A., Sinclair, H., Stuart, F.M., and Dobson, K., 2006, Rapid early Miocene exhumation of the Ladakh batholith, western Himalaya: *Geology*, v. 34, p. 1049-1052.
- Kumar, R., Lal, N., Singh, S., and Jain, A.K., 2007, Cooling and exhumation of the Trans-Himalayan Ladakh batholith as constrained by fission track apatite and zircon ages: *Current Science*, v. 92, p. 490-496.

- Schlup, M., Carter, A., Cosca, M., and Steck, A., 2003, Exhumation history of eastern Ladakh revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and fission-track ages: the Indus River - Tso Morari transect, NW Himalaya: *Journal of the Geological Society, London*, v. 160, p. 385-399.
- Schneider, D.A., Zeitler, P.K., Kidd, W.S.F., and Edwards, M.A., 2001, Geochronologic constraints on the tectonic evolution and exhumation of Nanga Parbat, western Himalaya syntaxis, revisited: *Journal of Geology*, v. 109, p. 563-584.
- Sinclair, H.D., and Jaffey, N., 2001, Sedimentology of the Indus Group, Ladakh, northern India: implications for the timing of initiation of the palaeo-Indus River: *Journal of the Geological Society*, v. 158, p. 151-162.
- Treloar, P.J., Williams, M.P., and Coward, M.P., 1989, Metamorphism and crustal stacking in the North Indian Plate, North Pakistan: *Tectonophysics*, v. 165, p. 167-184.
- Valli, F., Arnaud, N., Leloup, P.H., Sobel, E.R., Mahéo, G., Lacassin, R., Guillot, S., Li, H., Tapponnier, P., and Xu, Z., 2007, Twenty million years of continuous deformation along the Karakorum fault, western Tibet: A thermochronological analysis: *Tectonics*, v. 26, TC4004, doi:10.1029/2005TC001913.
- Yin, A., and Harrison, T.M., 2000, Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 28, p. 211-280.
- Zeitler, P.K., 1985, Cooling history of the NW Himalaya, Pakistan: *Tectonics*, v. 4, p. 127-151.
- Zeitler, P.K., Koons, P.O., Bishop, M.P., Chamberlain, C.P., Craw, D., Edwards, M.A., Hamidullah, S., Jan, M.Q., Khan, M.A., Khattak, M.U.K., Kidd, W.S.F., Mackie, R.L., Meltzer, A.S., Park, S.K., Pêcher, A., Poage, M.A., Sarker, G., Schneider, D.A., Seeber, L., and Shroder, J., 2001, Crustal reworking at Nanga Parbat, Pakistan: Metamorphic consequences of thermal-mechanical coupling facilitated by erosion: *Tectonics*, v. 20, p. 712-728.

Annexe 8



Vue du versant est du Nanga Parbat (La Montagne Nue en Urdu), le neuvième plus haut sommet de la planète. Cette photo d'une partie du Massif du Nanga Parbat/Haramosh (NPHM : Nanga Parbat/Haramosh Massif) est prise du village de Tarshing construit sur les moraines des glaciers de la vallée de Rupal à l'est du massif. La photo est prise depuis une altitude de 3000 m, le sommet culmine à 8125 m soit 5000 m plus haut que la vallée.



Vue de la vallée de Hushey depuis la rive gauche de la Shyok près du village de Khaplu à une cinquantaine de kilomètres de la frontière Indopakistanaise. Au dernier plan le Masherbrum (alt. 7821 m ; Karakorum)).



Rive gauche de la vallée de Hushey dans le Karakorum.



Vue du Karakorum vers le nord depuis la rive droite de la Shigar (nord de Skardu). Dans le fond de la vallée nous voyons la confluence de la Basha (à gauche) et de la Braldu (à droite très encaissée), la dernière drainant le massif du K2.



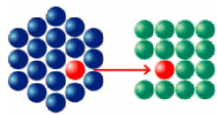
Plaine intra-montagneuse de Skardu située à ~2200 m d'altitude. Photo prise de la rive gauche de l'Indus vers le nord.



Vue de la confluence entre la Gilgit et l'Indus à la sortie du massif du Nanga Parbat/Haramosh. Photo prise rive droite de l'Indus.



Le plateau de Deosai vue vers le nord-est le long de la piste principale qui le traverse.



Association Bernard Gregory
www.abg.asso.fr



Annexe 9 Valorisation des compétences des docteurs **«un nouveau chapitre de la thèse ®»**

Jérémie, Van Melle

Ecole doctorale Terre Univers Environnement

Université Joseph Fourier de Grenoble



"Mentor" : Jean-Christophe Klein

Histoire Géologique et Morphologique en Himalaya au Pakistan



Date probable de présentation orale du « NCT » : Fin 2008

Sujet académique de la thèse : Exhumation crustale et variations morphologiques en Himalaya du Nord-Ouest : histoire structurale et thermochronologique récente, post 5 Ma.

Directeurs de thèse : Arnaud Pêcher et Peter van der Beek

Date probable de soutenance de la thèse : Octobre 2008

Sommaire

1.	Cadre général et enjeux de la thèse.....	215
1.1.	Présentation	215
1.2.	Le contexte de la thèse	216
1.3.	Moi dans ce contexte	217
2.	Déroulement, gestion et coût de mon projet de thèse	217
2.1.	Préparation et cadrage du projet	217
2.2.	Conduite du projet	218
2.3.	Evaluation et prise en charge du coût du projet	220
2.3.1.	Dépenses associées au projet	220
2.3.2.	Ressources humaines.....	220
2.3.3.	Répartition des financements	221
3.	Compétences, savoir-faire, qualités professionnelles et personnelles ...	221
3.1.	Mes savoirs	221
3.1.1.	Savoirs d'expert.....	221
3.1.2.	Savoirs faire... ..	221
3.1.3.	Savoirs être... ..	222
3.1.4.	Savoir faire faire	223
3.2.	Ces savoirs au service de mon projet professionnel.....	223
4.	Résultats et impact de la thèse.....	224

1. Cadre général et enjeux de la thèse

1.1. Présentation

Ma thèse n'a pas d'enjeu économique ou sociétal direct car elle n'est pas insérée dans un programme traitant des ressources naturelles ou de l'environnement comme une grande partie des thématiques en géosciences. Néanmoins elle apporte une petite pierre à l'édifice de la compréhension du système Terre et de son fonctionnement global et c'est en cela qu'elle a un impact sociétal à long terme. En effet, je pense que la compréhension de notre environnement nous permet de mieux le gérer, de le protéger ou même de s'en protéger (séismes, volcanisme, crues...etc.).

La géologie couvre un vaste domaine comportant de nombreuses disciplines. Ma thèse fait partie de la grande thématique des sciences de la Terre qui s'attache à comprendre la construction, l'évolution et la destruction des reliefs dans les chaînes de montagnes du monde et les relations entre tectonique, érosion et climat qui gouvernent cette structuration.

Pour simplifier les choses, dans un milieu de montagne, on pourrait par analogie expliquer l'action de la tectonique par la construction, par un enfant, d'un château de sable sur la plage mais seulement avec les mains en ramenant du sable à un endroit (Figure 1). On forme ainsi un tas de sable symbolisant la chaîne de montagne. L'érosion : tout le monde connaît l'action qu'a la mer sur un château de sable, le château se désagrège et le sable finit par être emporté par l'eau. Il en est de même si avant que la mer n'atteigne le château, la pluie se met à tomber. L'eau ruisselle sur les pentes et emporte le sable formant de petites rides. Ces petites « rivières » finiront bientôt par grignoter le château de sable jusqu'à le faire disparaître si personne ne vient remettre du sable sur le tas. Pour finir, la vitesse à laquelle le tas de sable va disparaître dépendra du « climat ». Nous pouvons par exemple comparer l'action d'une pluie légère à un climat tempéré ou celle d'une pluie d'orage à un climat de mousson. En effet la pluie légère dégradera progressivement notre

château formant de petites « rivières » peu marquées et un relief arrondi, tandis que la pluie d'orage, par une précipitation abondante, brève et brutale, dégradera plus rapidement le château de sable en formant de grosses « vallées », et donc un relief plus incisé (pour une illustration de ce petit sketch, voir la Figure ci-dessous)

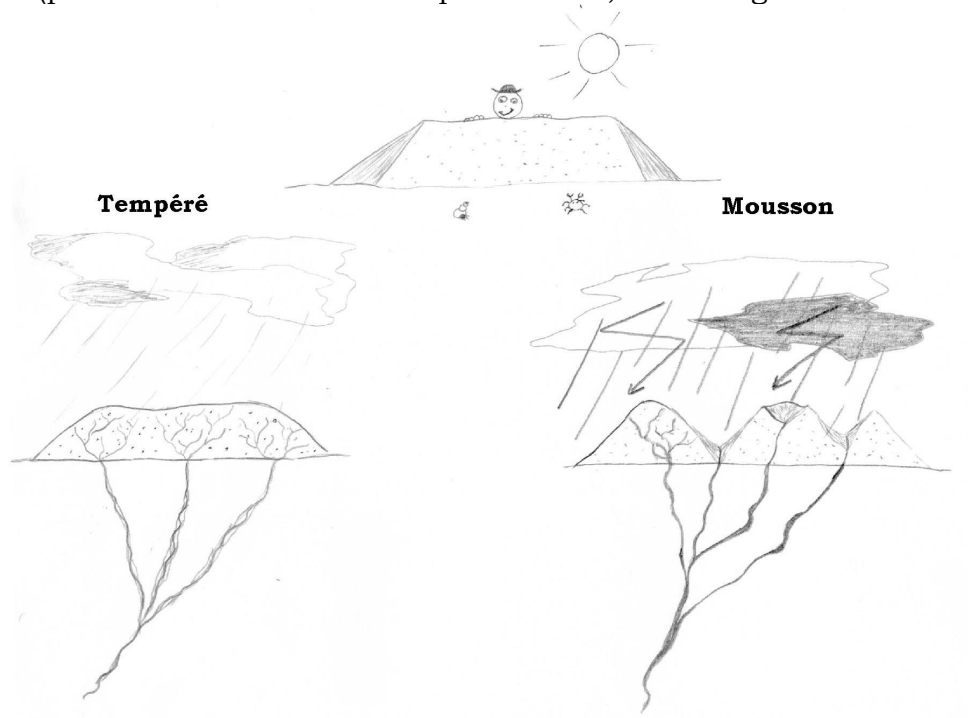


Figure 1 : Représentation simplifiée de l'action du climat sur la morphologie du relief.

Mon sujet de thèse consiste à comprendre l'histoire de la formation d'une zone à relief particulier en Himalaya (Pakistan). Ce relief est un plateau (grande zone de faible pentes à haute altitude) construit par la tectonique et qui tend à être petit à petit détruit sous l'influence du climat par l'érosion.

1.2. Le contexte de la thèse

L'Ecole Doctorale TUE² dans laquelle j'évolue appartient à l'Université Joseph Fourier de Grenoble. J'effectue ma thèse au sein du LGCA³ qui est une UMR⁴ appartenant à l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble. Le laboratoire est lui-même divisé en trois équipes : (1) « Cycles et déformations de surface », (2) « Dynamique orogénique » et (3) « Magma métamorphisme manteau ». La thématique de mon sujet de thèse se trouve à la limite entre l'équipe (1) et (2), tout simplement car je m'intéresse aussi bien à des problèmes associés au processus de surface qu'à l'évolution profonde des chaînes de montagnes. Par ailleurs, mes directeurs de thèse sont l'un dans l'équipe (1) et l'autre dans l'équipe (2).

Dans le domaine fondamental, la concurrence telle qu'on la conçoit dans le privé n'est pas courante, surtout pour un sujet peu appliqué comme le mien. Néanmoins, l'Himalaya étant la plus grande chaîne de montagne active de la planète mais aussi l'une des plus complexes, elle est donc très étudiée et ceci dans le monde entier. Il est donc capital de publier les avancées scientifiques majeures rapidement.

² Terre Univers Environnement

³ Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines

⁴ Unité Mixte de Recherche

Je profite des services du laboratoire (administratifs et techniques) aussi bien que les chercheurs. Ainsi j'eus la chance de travailler en partenariat avec les techniciens du laboratoire pour effectuer mes analyses et bénéficier de l'aide des deux secrétaires pour toute la partie administrative et gestionnaire que demande les préparations de missions. J'ai également accès à tout le matériel de microscopie nécessaire au traitement de mes échantillons. Je jouis d'un bureau durant toute la durée de ma thèse ainsi que de l'équipement et des licences informatiques spécifiques nécessaires à mon travail (SIG⁵, cartographie, programmation, traitement de texte, tableurs...etc.).

Les équipes dans lesquels j'évolue obtiennent des financements de recherches par différents organismes nationaux (INSU⁶, CNRS⁷...) et internationaux qui leur permettent de financer leurs projets. Ces derniers ne sont pas exclusivement déposés par les équipes ou même le LGCA, ils sont toujours en collaborations avec d'autres équipes et d'autres laboratoires français et/ou étrangers. C'est ainsi que j'ai pu travailler au Pakistan avec le GSP⁸ et l'ambassade de France au Pakistan.

1.3. Moi dans ce contexte

La première des raisons qui m'a poussé à faire une thèse est le désir d'apprendre de nouvelles choses dans une thématique différente de celle que j'avais développée durant mon master. Ce sujet de thèse me donnait la possibilité de commencer quelque chose de nouveau pour moi, de travailler avec des personnes que j'estime intéressantes et sur un projet international et pluridisciplinaire. Je voulais également développer mon sens de l'observation, de l'analyse et mon esprit de synthèse qui me permettront, dans l'avenir, de m'adapter à des situations inédites sans trop de difficultés.

Lors de mon master (1 et 2), j'avais travaillé sur une thématique qui visait à comprendre la mise en place de terrains volcaniques en Equateur et en Oman, en étudiant leur composition chimique et leur contexte sur le terrain mais je n'avais pas envie de continuer dans cette voie. Arnaud Pêcher et Peter van der Beek sont des professeurs que j'ai connus lors de mon cursus universitaire à Grenoble (Deug, Licence, Master). Je connaissais leurs activités de recherche, leur approche différente de la géologie (dynamique globale des chaînes de montagnes versus géomorphologie et érosion) et leur attrait commun pour l'Himalaya. Lorsque j'ai vu le sujet de thèse que proposaient ces derniers, j'ai trouvé intéressant d'allier deux approches différentes de la géologie avec d'autres outils que ceux que j'avais déjà utilisés. De plus, j'avais envie de continuer à faire du terrain et la perspective d'aller en Himalaya et dans un pays tel que le Pakistan me plaisait énormément.

2. Déroulement, gestion et coût de mon projet de thèse

2.1. Préparation et cadrage du projet

Le risque majeur de non aboutissement d'un projet de thèse est le non financement de la thématique de recherche ou du doctorant. C'est pourquoi Arnaud Pêcher a longtemps hésité avant de proposer le sujet car le projet déposé pour financer la thèse n'était pas sûr d'être accepté à 100%. Pour ma part, il fallait que j'obtienne un

⁵ Système d'Information Géographique (logiciel de traitement de données numérique géo-référencées)

⁶ Institut National des Sciences de l'Univers

⁷ Centre National de la Recherche Scientifique

⁸ Geological Survey of Pakistan

financement pour mon salaire, condition obligatoire pour avoir le droit de commencer une thèse. De plus, une partie de la thèse devait comporter des études terrain au Pakistan et comme c'est un pays à risques politiques élevés il n'était pas sûr que l'on puisse y aller. Cependant, deux thèses portant sur la même région avaient déjà été effectuées avec succès au laboratoire, et grâce à la volonté d'Arnaud de retourner travailler au Pakistan avec une approche un peu différente qu'auparavant, notre proposition fût classée dans les priorités de recherche du LGCA et avait donc de bonnes chances de réussite. Nous avons donc attendu le financement de la thématique avant de faire aboutir le projet. Avec l'aide du bureau de l'école doctorale et d'autres personnes qui ont appuyé notre projet j'ai obtenue une allocation de recherche et nous avons obtenue le feu vert des organismes de tutelle nationale pour préparer les missions de terrain.

Le choix des partenaires a été fait par mon directeur de thèse par l'intermédiaire de ses connaissances au Pakistan et en France nous avons donc choisi de travailler avec l'ambassade de France et le GSP.

Une grande partie de la logistique a été prise en charge par le GSP (véhicules, chauffeurs, porteurs...) ce qui nous a permis de diviser au moins par deux le coût des missions et d'être accompagné par un géologue local connaissant bien les us et coutumes du pays. L'ambassade de France quand à elle a participé au financement de deux billets d'avion (~1000€ par billet).

Nous n'avons pas de clauses de confidentialité mais les données que j'ai acquises ainsi que les avancées techniques apportées par ma thèse sont la propriété du laboratoire et doivent faire l'objet d'articles scientifiques pour la valorisation du travail et des financements apportés par les tutelles. Les laboratoires sont soumis à des évaluations et le nombre de publications en fait partie.

2.2. Conduite du projet

La première étape fût la mise en place du projet de thèse par mon directeur, permettant d'avoir une base pour la définition précise des objectifs. Après l'acceptation des différents financements, il a fallu définir le sujet de façon plus précise: cette étape est généralement facilitée par l'acquisition d'une bibliographie importante par secteur géographique ou par technique d'analyse qui m'a permis de mettre en place les premières hypothèses de travail. Pour ma part, cette phase de préparation du travail est passée aussi par un mois de mission sur le terrain qui m'a permis de me rendre compte de la faisabilité des différentes parties du projet ainsi que de le faire évoluer et de prélever les premiers échantillons de roches nécessaires. Le projet a donc débuté comme tout sujet de science « naturelle » par une période d'observation.

Fort de ces observations et de la mise en place des hypothèses de travail j'ai pu définir des objectifs pour y répondre, tels que : l'acquisition de données analytiques de différentes natures, leur traitement et enfin leur interprétation. Une première phase analytique a donc commencé durant laquelle j'ai traité les échantillons ramenés pendant la première mission, ce qui m'a obligé à apprendre de nouvelles méthodes de travail en laboratoire et permis de préciser les objectifs de la deuxième mission. Simultanément je me suis attelé à l'étude de données numériques telle que les images satellites (outil d'observation du terrain pour le géologue de laboratoire). Durant ma thèse j'ai donc dû travailler sur deux approches différentes : l'une naturelle et l'autre numérique, le but étant qu'elles soient complémentaires. La zone d'étude a ainsi été plusieurs fois modifiée suite aux résultats des deux points de vue.

J'ai eu l'opportunité de pouvoir participer à un workshop aux USA où j'ai appris de nouvelles techniques et rencontré d'autres gens, ce qui m'a permis de préciser mes résultats et mes idées. De plus, chaque fois que l'occasion s'est présentée, j'ai

exposé mes résultats et leur interprétation lors de congrès, ce qui m'a permis de faire le point à différentes étapes de ma réflexion. Mes trois années de thèse peuvent donc être divisées en trois grandes phases qui, je pense, font partie d'un schéma classique de réflexion scientifique : information, acquisition et interprétation. La phase d'information m'a permis de cadrer le sujet ; l'acquisition m'a permis d'apporter des données nouvelles pour ma réflexion et m'a obligé à renforcer mon bagage technique. De multiples remises en question tout au long de mon travail de thèse m'ont permis de rediriger mon sujet quand c'était nécessaire.

La fin de ma thèse c'est fait autour de la synthèse générale du sujet où il restait beaucoup de choses à faire car seulement de petites parties avaient été mises en forme et exposées.

Durant toute ma thèse, des réunions dans les deux équipes, avec mes directeurs de thèse et d'autres intervenants, tous les deux mois environ, m'ont permis de me tenir au courant des orientations des thématiques développées et de discuter de l'évolution de mes travaux avec un grand nombre de personnes, sans compter les fréquentes discussions sur des points plus précis avec l'un ou l'autre de mes directeurs.

La mise en place de la collaboration franco-pakistanaise s'est faite par l'intermédiaire d'un de mes directeurs de thèse qui connaissait déjà le GSP et l'ambassade de France au Pakistan. Néanmoins, une fois sur place il fallu que je gère différents problèmes de logistique et de directions des équipes de travail pour mener à bien les missions et faire venir les échantillons en France. Je n'ai fait sous-traiter aucun de mes travaux par une entreprise externe au laboratoire mais une partie de la préparation des échantillons s'est faite avec l'aide des services techniques interne au LGCA. J'ai donc pris en charge la direction et la réalisation de ces étapes.

J'ai rencontré quelques problèmes scientifiques mais tout le monde sait que le but d'une thèse est de confronter le doctorant à ce type de difficulté pour le former. J'ai aussi été confronté à des problèmes techniques. En effet, plusieurs étapes de la préparation des analyses nécessite l'utilisation de techniques et d'un service interne au laboratoire auquel est normalement affilié un technicien, celui-ci étant en longue maladie j'ai du apprendre et faire moi-même ce travail avec l'aide d'autres chercheurs. J'ai aussi, pour cette unité, régulièrement pris en charge l'approvisionnement en consommables ou la réparation de matériel avec l'aide du responsable qui n'est autre que l'un de mes directeurs de thèse, Peter.

Ma première mission sur le terrain a été difficile d'un point de vue relationnel avec les pakistanais (hors bien sûr de nos collègues du GSP). En effet, je pense que j'ai été confronté à un choc culturel auquel je ne m'attendais pas vraiment. Ma tête blonde au cheveux mi-longs et boucle d'oreille ne leur plaisait pas et je me suis retrouvé, dans certaines zones rurales peu fréquentées des touristes, face à une agressivité difficile à gérer. Lors de ma deuxième mission j'avais un peu digéré leur façon de penser et d'être, j'avais également coupé mes cheveux et enlever boucle d'oreille, bagues et bracelet. Le contact avec les pakistanais a été très différent, plus empreint de curiosité que d'agressivité cette fois.

L'utilisation ou l'installation de logiciels au laboratoire demande une autorisation systématique du responsable et prend en général beaucoup de temps. C'est pourquoi, pour l'utilisation de petites applications libre de droits, j'ai, la plupart du temps, utilisé mon ordinateur portable personnel. De plus, j'ai fait le choix de garder ma fille, née dans le courant de ma deuxième année de thèse, tous les mercredis ce qui m'oblige à travailler chez moi avec mon matériel.

Pour l'utilisation de certains logiciels spécifiques à mon travail de thèse il aurait été bien que je puisse participer à une formation mais par manque de temps et de moyens (ces formations sont très chères) je me suis formé seul avec l'aide de forums spécialisé sur Internet.

2.3. Evaluation et prise en charge du coût du projet

Le calcul du coût de ma thèse prend en compte les différents types de dépenses associés au projet (analyses, missions, déplacements...) et le coût des traitements et salaires des différentes personnes ayant participé au projet. Le coût total de ma thèse s'élève donc à **127 528 €**

Dépenses associées au projet

		Coût en euros
Analyses et Prestation	Transport échantillon	600
	Lames minces	152
	Broyage	341.6
	Tri minéral	832
	Traces de fission sur apatite*	3450
	(U-Th)/He Apatite*	712.5
	(U-Th)/He Zircon*	1500
* Analyses visant à tracer l'histoire thermique des roches avant d'arriver à la surface.		
Missions de terrain	Pakistan septembre 2005 Pour 1,5 personnes	2200
	Pakistan septembre 2006 Pour 2 personnes	3500
Workshop	HeDWaAZ 2007 (Tucson, EU)	1132
Congrès	RST⁹ 2007 (Dijon)	100
	EGU¹⁰ 2007 (Vienne, Aut.)	811
	AGU¹¹ 2007 (S. Francisco, EU)	1026
	RST 2008 (Nancy)	300
Infrastructure	Locaux	72
	Informatique	2000
	Téléphone	35
	Impression	147
	Photocopie	37.8
Total		18948.9

Ressources humaines

Nom (Qualité)	coût employeur par mois (€)	calcul	Coût total
Jérémy Van Melle (Doctorant)	2043	3*12 mois	73548
Arnaud Pêcher (Prof. Univ. PR1)	6770	6+6 semaines	18053
Peter Van der Beek (Prof. Univ. PR2)	4600	4+6 semaines	10222
Technicien	3800	300 h	6756
Total			108579

⁹ Réunion des Sciences de la Terre

¹⁰ European Geosciences Union

¹¹ American Geophysical Union

Répartition des financements

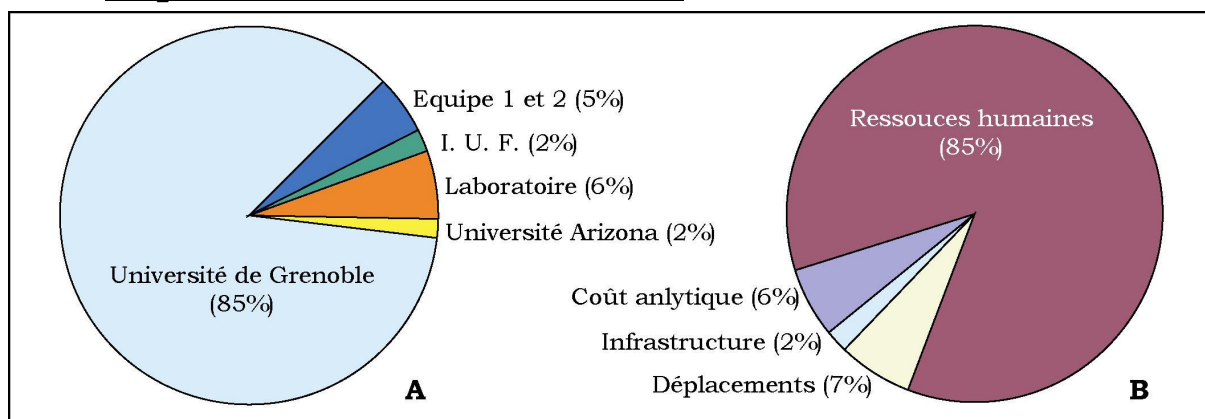


Figure 2 : A) Diagramme de répartition par type de financements (Laboratoire LGCA : fonds communs 50% CNRS 50% du Ministère de Education Nationale « MEN », Equipe 1 et 2 : budgets propre au équipe du laboratoire, Université de Grenoble : ce sont en fait des fonds du MEN pour tout ce qui est Ressources humaines) ; B) Diagramme de répartition par type de dépenses.

3. Compétences, savoir-faire, qualités professionnelles et personnelles

3.1. Mes savoirs

3.1.1. Savoirs d'expert

Mon domaine d'expertise est la géomorphologie ou, autrement dit, l'étude des formes des reliefs de la Terre afin, d'aider à comprendre leur formation et contribuer à déterminer les processus à leur origine. Ma thèse étant pluridisciplinaire, je me suis aussi spécialisé dans le domaine de la thermochronologie basse température. Je m'explique : grâce à l'analyse chimique de certains minéraux contenue dans les roches, il est possible d'étudier l'histoire thermique de ces dernières. Ceci nous permet de déterminer quand et à quelle vitesse les roches sont arrivées à la surface (la température augmente avec la profondeur). En couplant ces deux domaines, je suis capable de décrire la morphologie de reliefs particuliers et leur évolution.

3.1.2. Savoirs faire...

...de la cartographie : Durant tout mon cursus universitaire j'ai eu la chance de participer à de nombreux stages de cartographie sur le terrain dans des domaines géologique différents. Ainsi je suis capable de repérer les affleurements sur le terrain, de déterminer les différents types de roches (sédimentaire, cristalline... etc.) qui les composent et les placer sur une carte. Je suis aussi capable de mesurer la structure des roches pour donner la géométrie et le degré de déformation ou non de ces dernières. Cette deuxième analyse de terrain permet, non seulement d'enrichir la carte mais aussi de comprendre la géométrie d'ensemble d'une zone afin de pouvoir la compléter aux endroits inaccessibles ou si les roches ne sont pas visibles en surface. Ma thèse m'a permis de compléter mes compétences dans ce domaine en y ajoutant l'outil informatique. J'ai appris à digitaliser ces cartes, avec l'aide de différents logiciels de traitement d'images, et à les traiter en temps que base de données. Enfin, ce savoir que j'ai acquis en géologie et en géomorphologie, est transposable à bien d'autres domaines, que ce soit la géographie physique et humaine, le génie civil et les travaux publics ou encore l'urbanisme et l'aménagement du territoire.

...techniques : Ma formation pluridisciplinaire m'a permis de maîtriser des techniques de laboratoire et de travail très différentes, regroupant une grande part du traitement des échantillons en géologie ou du travail de terrain en géosciences.

Ainsi, j'ai une bonne connaissance des outils d'analyses géophysiques sur le terrain dont j'ai appris à me servir au cours de mon master. Sur le terrain également, je sais reconnaître les roches qui conviendront au type d'analyses en laboratoire et les prélever.

J'ai appris lors de mon Master des techniques d'analyses chimiques allant des protocoles de préparations jusqu'au passage des produits sur les machines analytiques (ICP-MS, Microsonde, ...), apprentissage que j'ai complété en thèse. J'ai effectué des analyses de microscopie optique qui m'ont permis de caractériser les roches que j'étudiais. J'ai aussi fait des préparations nécessitant du matériel de précision et l'utilisation d'une loupe binoculaire.

La plupart du temps tout, ce travail doit être consigné dans un ou des rapports, j'utilise donc couramment l'environnement Windows® et ses applications de bureautiques (Word, Excel, PowerPoint...) et de traitement d'images (Adobe Illustrator, Photoshop...).

Enfin, « mettre les mains dans le cambouis », comme on dit, ne me fait pas peur et je n'hésite pas à apporter mon aide lorsque qu'il faut réparer ou installer du matériel.

...d'organisations et de gestion : Grâce à ma thèse et aux missions à l'étranger auxquelles j'eus la chance de participer, j'ai appris à organiser un voyage, de l'achat du billet d'avion à la prise de contacts avec les gens que je devais rencontrer, en passant par les réservations d'hôtels et l'organisation de l'ensemble de la logistique sur place. Cette expérience de trois ans dans le milieu de la recherche m'a aussi appris à organiser mon temps de travail et à gérer une équipe aussi bien sur le terrain qu'en laboratoire. J'ai aussi pris en charge, avec l'aide d'autres chercheurs, l'organisation d'un service technique lié à la préparation de mes échantillons. Je suis donc capable de gérer un service de personnel ou technique ainsi que si besoin est de m'organiser pour partir à l'étranger sur de courtes ou longues périodes.

3.1.3. *Savoirs être...*

...adaptable : L'apprentissage du métier de géologue m'a permis de voyager dans différents pays (Équateur, Sultanat d'Oman, Pakistan, Etats-Unis, ...) que ce soit pour une formation, pour un travail de terrain ou bien pour y présenter mes résultats. A chaque pays sa culture, sa langue, sa façon de vivre ou même ses risques (géopolitiques, économiques, humains, naturels...) qu'il m'a fallu comprendre, apprendre et intégrer pour mieux évoluer et mener à bien les travaux que j'y ai entrepris. La géologie fait partie des sciences « naturelles » et la nature est complexe, nous obligeant sans cesse à nous adapter à elle. Si bien, qu'à chaque nouveau voyage, terrain ou type d'étude, je me suis retrouvé face à des situations inédites auxquelles j'ai du faire face et m'adapter en intégrant de nouvelles connaissances et techniques.

...curieux : En effet, je cherche toujours à faire évoluer mes idées et à utiliser un large panel de connaissances pour répondre aux problèmes qui me sont posés. C'est pour cette raison que j'aime la pluridisciplinarité des sciences naturelles, ces dernières permettant de s'enrichir à chaque nouvelle étude. C'est également pour cette raison que j'ai choisi de changer de thématique après mon Master et que j'ai toujours cherché à aller à l'étranger pour mes différents travaux, ceci me permet-

tant de découvrir d'autres cultures en même temps que d'enrichir mes connaissances scientifiques.

...entouré : Je ne suis pas quelqu'un de solitaire, j'aime travailler avec d'autres personnes et partager nos expériences. Ainsi j'accepte volontiers de participer à un travail d'équipe ou même de le diriger et j'ai pu, à plusieurs reprises, expérimenter l'un et l'autre de ces aspects relationnels lors du travail de terrain. C'est également ce qui me permet de savoir faire faire les choses dont je ne suis pas capable.

...enseignant : Je trouve l'enseignement nécessaire, valorisant et intéressant car il permet d'apprendre à simplifier les choses afin d'être compris par un public moins averti que soit. Il permet également de se replacer par rapport à notre connaissance et de la transmettre. C'est aussi en enseignant que l'on apprend à écouter et comprendre les autres pour mieux répondre à leurs problèmes. Je pense que cette expérience, acquise dans le milieu de l'enseignement supérieur en géologie, est tout à fait transposable dans un milieu de conseil ou bien dans le cadre de la formation pour adulte (CCI¹², GRETA¹³, AFPA¹⁴...).

...compris des autres : La participation à des congrès et l'écriture d'articles ou même du mémoire de thèse m'ont appris à communiquer mes résultats sous différentes formes (conférences, rapports ou posters). Je suis ainsi capable de présenter un projet et d'en définir les grands axes pour mieux le gérer et le rendre accessible à d'autres.

...conscientieux : En effet, je suis quelqu'un qui n'apprécie pas que le travail ne soit pas terminé ou mal fait. C'est ce qui me conduit à passer beaucoup de temps s'il faut pour que les travaux que j'effectue soient menés à bien dans de bonnes conditions et à respecter le travail de chacun.

...respectueux de l'environnement : Issu d'un milieu rural et fils d'agriculteur j'ai été, dès mon plus jeune âge, sensibilisé aux problèmes de l'environnement. C'est pourquoi je suis sensible au développement durable, à l'amélioration de la qualité de vie, aux économies d'énergies ou à l'évolution des énergies renouvelables...

3.1.4. Savoir faire faire

S'il y a une chose dont j'ai pu me rendre compte lors de ma thèse mais dont j'étais déjà conscient, c'est qu'il est impossible de faire tout soit même. L'apprentissage de chaque technique utilisée prend du temps et demande des connaissances que l'on n'a pas forcément soit même. Ainsi, pour pouvoir mener à bien mes travaux je dus déléguer une partie du travail technique et donc diriger les différentes étapes vers les bonnes personnes non sans m'intéresser aux procédés utilisés. Ceci m'a permis d'utiliser les compétences de chaque personnes afin d'effectuer le meilleur travail possible.

3.2. Ces savoirs au service de mon projet professionnel

Comme j'ai commencé à l'exposer dans le paragraphe précédent, si mon domaine d'expertise est valorisable en temps que cœur de métier dans la recherche

¹² Chambre de Commerce et d'Industrie

¹³ Groupement d'Établissements (de l'éducation nationale pour la formation des adultes)

¹⁴ Association nationale pour la Formation Professionnelle des Adultes

fondamentale en géologie, lors de ma formation j'ai acquis des compétences associées me permettant d'évoluer dans des domaines bien différents.

Ainsi, ma formation pluridisciplinaire en sciences de la Terre m'ouvre des possibilités dans l'enseignement supérieur ou même secondaire. Grâce à mes connaissances techniques, je pourrai intégrer un poste d'ingénieur de recherche en laboratoire d'analyses dans le domaine des matériaux. Je serai également capable grâce à mes compétences de cartographe et de géologue de terrain de travailler en tant que responsable d'équipe (chef de carrière, chef d'exploitation, chef d'exploration) dans une équipe de gestion ou de prospection des ressources naturelles quelles qu'elles soient. D'un autre point de vue, mes qualités d'organisation et de gestion, voire la connaissance des problèmes rencontrés sur le terrain, me permettraient de facilement intégrer un poste à responsabilité de personnel qualifié, comme un poste de maître d'œuvre dans le domaine des travaux publics, de l'aménagement du territoire ou du génie civil. Mes connaissances en informatique et en analyses de données numériques peuvent me conduire à postuler sur un poste ingénieur (étude, recherche) administrateur de SI¹⁵ plus particulièrement géographique, dans un laboratoire de recherche. Enfin, ma sensibilité aux problèmes environnementaux et ma volonté de faire évoluer les mentalités, me conduirai aisément à intégrer un poste d'ingénieur de la branche R&D¹⁶ d'un bureau d'étude dans la thématique des énergies renouvelables ou bien dans celles de la gestion des risques naturels et industriels. Cette dernière possibilité d'embauche me permettrait de développer également mes compétences en communication et information en tant qu'ingénieur conseil, dans le cadre particulier ou industriel, ou en tant que formateur dans le cadre des formations continues.

4. Résultats et impact de la thèse

Une thèse n'est pas un aboutissement du point de vue du travail scientifique, c'est un travail qui peut par contre servir d'appui pour une étude plus approfondie ou même une autre thèse. En ce sens je pense que mon travail est une bonne base qui ne demande qu'à être complétée. Ce n'est pas avec une thèse que l'on peut répondre à toutes les questions posées sur la construction des reliefs de notre Terre. Mais je pense que j'ai pu apporter des éléments de réponse dans une thématique très discutée et disputée par des générations de géologues. A plus long terme la thématique dans laquelle j'ai évolué pendant trois ans nous aide à mieux comprendre comment notre environnement s'est construit, évolue et comment il pourrait évoluer dans un avenir plus ou moins lointain. Ceci nous permet de mieux s'y adapter et peut-être de mieux le préserver. Le milieu de montagne est en effet assez hostile et souvent peu propice à l'installation humaine, surtout dans les pays en voie de développement. La construction de routes et de lieux d'habitation est difficile. De plus, quand ils sont construits, ces derniers sont exposés à des risques naturels tel que les crues ou même les séismes.

A la suite de cette thèse j'aimerais intégrer une structure qui me permette d'évoluer dans un domaine de recherche plus appliqué. C'est pour cela que j'ai fait le choix de ne pas continuer avec un post-doctorat en recherche fondamentale. Plusieurs possibilités s'offre à moi et les relations que j'ai noué durant ma thèse et tout mon cursus universitaire me permettront certainement de pouvoir trouver ma place dans la vie professionnelle. Mon goût et mes compétences, pour l'enseignement su-

¹⁵ Système d'Information : un ensemble organisé de ressources permettant d'acquérir, de stocker, de structurer et de communiquer des informations sous forme numérique dans des organisations.

¹⁶ Recherche et Développement

périeur m'ont poussé à postuler pour un poste de demi-ATER¹⁷ qui me permettra de mieux cerner mon projet professionnel en me dégageant du temps pour ma recherche d'emploi et la poursuite de mon sujet de recherche.

Enfin j'explore également d'autres pistes, j'ai candidaté pour un poste d'ingénieur d'étude administrateur de SI au sein de l'IGA¹⁸ qui me permettra de développer mes compétences en informatique et traitement de base de données. Enfin j'ai pour projet de monter une branche R&D dans un bureau d'étude dans les domaines de l'eau, l'environnement, la géologie, la géotechnique, les énergies renouvelables et la conception énergétique du bâtiment et dont les patrons sont des anciens collègues étudiants de licence et master.



Figure 3 : En haut, le Nanga Parbat, l'un des 14 sommets de plus de 8000 m (8125 m) vue de l'est, de Tarshing dans la vallée de Rupal. En bas Deosai dans la lumière du matin après une nuit passée à 4000 m d'altitude.

La question centrale de ma thèse : pourquoi ce haut plateau, au centre d'une chaîne aux reliefs très aigus ?

¹⁷ Attaché Temporaire d'Enseignement et de Recherche

¹⁸ Institut de Géographie Alpine

Résumé

Histoire thermochronologique et variations morphologiques en Himalaya du nord-ouest

Mots clés : Himalaya, thermochronologie, géomorphologie, exhumation, érosion, plateau de Deosai, nord Pakistan.

La chaîne de l'Himalaya, longue de près de 2500 km, résulte de la collision des continents indien et asiatique qui a été initiée il y a 55 Ma. Depuis cette collision initiale, la morphologie des paysages au niveau de l'ensemble Himalaya/Tibet n'a pas cessé d'évoluer, façonnée par la tectonique et l'érosion. A son extrémité nord-ouest, la chaîne de l'Himalaya montre une mosaïque de reliefs contrastés. Des zones aux reliefs vigoureux enchâssent des régions caractérisées par un relief faible mais à haute altitude. Le meilleur exemple en est sans doute le Plateau de Deosai. Situé à ~4000 m d'altitude moyenne sur les terrains de l'Arc Kohistan/Ladakh, il est entouré de massifs aux reliefs très incisés, tels que la chaîne du Karakorum au nord-est et le Massif du Nanga Parbat à l'ouest. Ces massifs regroupent à eux deux 6 des 14 sommets de plus de 8000 m au monde.

Cette étude présente une analyse couplée morphologique et thermochronologique de l'Himalaya du nord-ouest, appuyée sur deux campagnes de terrain sur et autour du Plateau de Deosai. Cette approche pluridisciplinaire nous a permis : (1) de préciser les caractéristiques morphologiques de l'Himalaya du nord-ouest et (2) d'éclaircir l'histoire de la formation et de l'exhumation des régions de faible relief à haute altitude jusqu'alors peu étudiées dans ce contexte.

Les analyses morphologiques, à l'échelle du nord-ouest Himalaya, montrent que plusieurs zones de faible relief à haute altitude existent à l'ouest de la Faille du Karakorum, de part et d'autre de la suture Indus-Tsangpo. Les travaux de thermochronologie permettent de proposer les premiers âges thermochronologiques de basse température (AFT, et (U-Th)/He sur apatite et zircon) de cette partie de l'Arc Kohistan/Ladakh. Ils suggèrent, grâce à la modélisation d'histoires thermiques et leur comparaison avec les données de la littérature, que les surfaces de faible relief à haute altitude se sont formées depuis 30 à 40 millions d'années. Ces dernières ont, depuis ce stade, évolué lentement, à la faveur de vitesse d'exhumation faible (~200 m.Ma⁻¹), au contraire des massifs incisés dont l'exhumation est rapide (plusieurs km.Ma⁻¹ pour le Nanga Parbat depuis ~10 Ma). L'étude morphologique des profils des rivières drainant le Plateau de Deosai et la modélisation thermo-cinématique de l'évolution de sa bordure nord, nous permettent de montrer que l'érosion est localisée dans les grandes vallées et peu efficace à l'intérieur du plateau. L'histoire d'exhumation et les caractéristiques morphologiques des régions de faible relief à haute altitude très proches de celles de l'ouest Tibétain, suggèrent qu'à l'Éocène ils ne formaient qu'un seul ensemble. Les régions de faible relief à l'ouest de la Faille du Karakorum ont petit à petit été individualisées à la faveur d'une érosion localisée dans les grandes vallées et dirigée par les grands accidents tectoniques.

Abstract

Thermochronologic history and morphological variations in the north-west Himalaya

Keywords: Himalaya, thermochronology, geomorphology, exhumation, erosion, Deosai plateau, northern Pakistan.

The Himalayan orogen, with a length of close to 2500 km, is the result of the collision of the Indian and Eurasian continents, which initiated 55 My ago. Since the onset of collision, the morphology of the Himalaya/Tibet region has not ceased to evolve, controlled by tectonics and erosion. At its north-western extremity, the Himalayan belt shows strongly contrasting relief, with regions of very high relief encircling areas characterised by high elevation and low relief. The best example of the latter areas is without doubt the Deosai Plateau. Located at ~4000 m mean elevation on Kohistan/Ladakh Arc terrains, it is surrounded by strongly incised massifs such as the Karakorum and the Nanga Parbat. These two massifs contain 6 of the 14 summits with an altitude higher than 8000 m in the world.

This study presents a morphological analysis coupled with a thermochronological study of the north-west Himalaya, based on two fieldwork campaigns on and around the Deosai Plateau. This multi-method approach allows us to: (1) precise the morphological characteristics of the north-western Himalayan region and (2) highlight the formation and exhumation history of the low-relief, high-elevation areas, which have been little investigated in this context.

Morphological analyses on the scale of the entire north-west Himalaya show that several zones of low relief at high elevation exist west of the Karakorum Fault, both north and south of the Indus-Tsangpo Suture Zone. The thermochronologic study allows us to present the first low-temperature thermochronology data (AFT and (U-Th)/He on apatite and zircon) from this part of the Kohistan/Ladakh Arc. Thermal history modelling using these data and their comparison with published data, suggest that the low-relief, high-elevation surfaces have formed since 30-40 Ma. Since this time, these surface evolved slowly, due to very low exhumation rates (~200 m.My⁻¹), unlike the surrounding strongly incised massifs characterised by extremely high exhumation rates (several km.My⁻¹ for the Nanga Parbat since ~10 Ma). A morphological study of the rivers draining the Deosai Plateau, together with thermo-kinematic modelling of the evolution of its northern border, show that erosion is localised within the major valleys and is not very efficient within the plateau. The exhumation histories and morphological characteristics of the low-relief, high-elevation regions are very similar to those from the western Tibetan Plateau, suggesting that in Eocene time they formed a single block. The high-elevation, low-relief areas to the west of the Karakorum Fault were individualized by localized erosion in the main river valleys, guided by the major tectonic structures.